

FOSILNÍ DESTRUKČNÍ KRASOVÉ TVARY VÝCHODNÍ ČÁSTI
ČESKÉ VYSOČINY

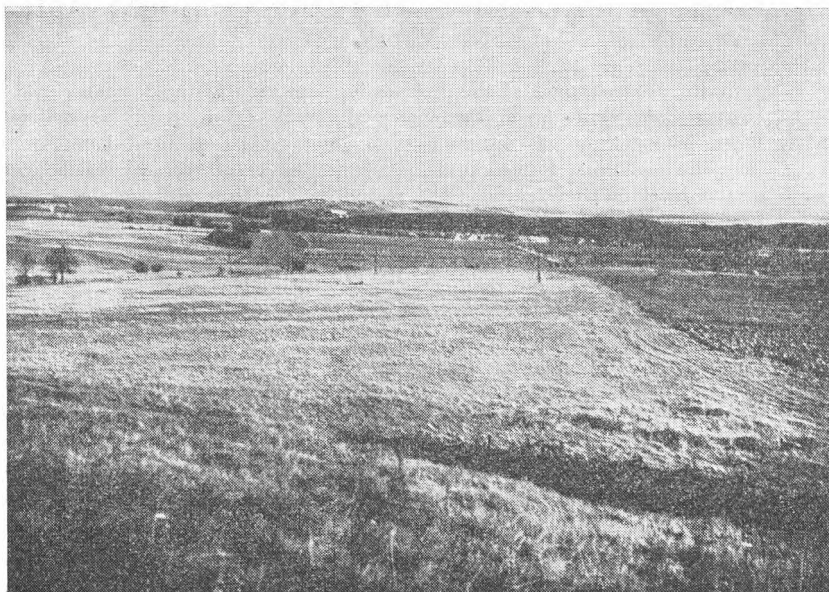
In the eastern part of the Bohemian mass are scattered smaller and bigger karst regions, built up of Devonian and pre-Devonian, partly crystalline limestones. The author has distinguished 3 chief groups of fossil karst forms. The first one has been formed under a mighty cover of tropical weatherings even at the level of their surface; the second in the bare rock of the exhumed or partially exhumed limestone massives; the third, which is at the same time the youngest group of the forms, belongs to the developed karst hydrography. All these groups of fossil karst forms have been formed at various levels, determined by the special character of the tectonic movements in the region of the Bohemian mass.

Za poslední léta nashromáždila geomorfologie mnoho přesvědčivých důkazů o tom, že v každé klimamorfogenetické oblasti vznikají specifické tvary reliéfu, modifikované vlastnostmi hornin, a dále o tom, že odolnost hornin vůči zvětrávání a odnosu se mění v závislosti na změnách podnebí. Interpretace tvarů reliéfu proto stále obecněji spočívá na řešení otázek, týkajících se vztahů mezi strukturou a modelačními procesy, vlastními určitému typu klimatu. V území, kde v geologické minulosti docházelo ke klimatickým změnám, jsou však problémy druhu, intensity a složité proměnlivosti procesů velmi obtížné. Změny klimatu se totiž projeví komplikovanou transformací tvarů a její výsledky jsou pak někdy vysvětlovány jako různá stádia jediného vývojového cyklu.

Značný pokrok v řešení tohoto problému učinil výzkum krasu. V současné interpretaci krasových forem a procesů se stále obecněji opouští klasické pojetí krasového cyklu, který by probíhal universálně stejným způsobem ve všech typech humidního klimatu až k úplnému zničení celých komplexů karbonátových hornin na nepropustné podloží. Protože se ukázalo, že v každé klimamorfogenetické oblasti vznikají specifické formy, modifikované vlastnostmi hornin, řeší se i problémy krasu analýzou závislosti mezi klimatem, procesy a strukturou.

Ve východní části České vysočiny je mnoho menších i větších krasových oblastí v devonských a předdevonských, zčásti krystalických vápencích. Nacházejí se téměř ve všech orografických jednotkách. Největší krasové oblasti jsou hlavně na Drahanské vrchovině. Menší rozsah mají v Rychlebských horách, ve skupině Králického Sněžníku a v Nízkém Jeseníku. Také ve východní části Českomoravské vrchoviny jsou menší výskyty zkrasovělých krystalických vápenců. Hlavní pozornost se ovšem soustřeďovala vždy na největší vápencovou oblast západní poloviny našeho státu, na Moravský kras. Jeho výzkum má již starou a slavnou tradici. Až donedávna se však nacházel pod vlivem hypotéz, vybudovaných na základě původní interpretace geneze forem dinárského krasu a automaticky aplikovaných na domácí poměry (srov. K. Absolon (1), J. Cviijíc (4) aj.). Tento stav dlouho ovlivňoval i výzkum ostatních krasových oblastí ve východní části České vysočiny.

Teprve v několika posledních létech přistupuje se ke klasifikaci a vysvětlování tvarů těchto vápencových oblastí na základě poznatků o morfografii a genezi forem krasového reliéfu v recentních klimamorfogenetických oblastech v různých částech světa a na základě poznatků, získaných výzkumem fosilního krasu v různých evropských zemích. Ačkoliv není vyřešeno ještě mnoho sporných otázek, mohou mít některé výsledky již nyní význam pro poznání vývoje krasového i nekrasového reliéfu východ-



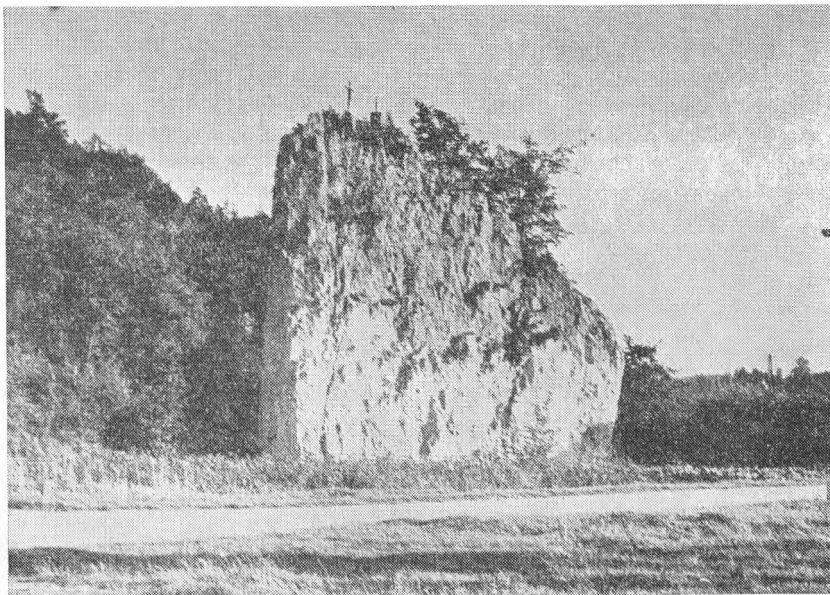
Obr. 1. Krasová plošina severní části Moravského krasu se stupňovinou mírně ukloněných okrajových plošin (foto O. Bárta).

ních částí České vysočiny. Nastíněná interpretace se často liší od dosud uznávaného pojetí geneze reliéfu tohoto území. Je věcí diskuse a dalšího komplexního výzkumu, aby tyto rozdíly byly uvedeny na pravou míru.

Ve studovaných krasových oblastech byly v poslední době rozpoznány nebo objeveny tvary, které nejsou vlastní souboru tvarů mírného humidního klimatu, nýbrž souboru forem vznikajících v teplém humidním klimatu tropů a subtropů. Jejich morfografie a přítomnost fosilních tropických zvětralin nebo starých sedimentů různého původu dokazuje, že jde o tvary fosilní, které se tvořily v teplém humidním klimatu terciéru, mesozoika a svrchního paleozoika. Podle dosud získaných poznatků lze již rozpoznat několik hlavních období rozvoje fosilních krasových forem ve zkoumané oblasti, a to holocén-svrchní pleistocén, starší pleistocén-svrchní pliocén, střední pliocén-střední torton, paleogén, spodní křída, jura a trias-svrchní perm. Fosilní krasové formy se totiž místy zachovaly ve svých původních podobách pod datovatelnými pokryvnými útvary různého původu a stáří. Tvoří je z menší části zbytky bazí fosilních tropických zvětralin (částečně autochtonních zvětralinových residuí vápenců, většinou však alochtonní, na kras přemístěných zvětralin), z větší části pak mesozoické nebo terciérní marinní i sladkovodní sedimenty a kvartérní usazeniny glacigenní, fluvia-tilní

a eolické. Značná část fosilních krasových forem však byla exhumována již dávno před kvartérem a proto ztratila mnoho svých specifických znaků působením změněných klimatických podmínek.

Geneticky lze zkoumané tvary rovněž rozdělit do několika skupin. První tvoří tvary, které se vyvinuly v tropickém a subtropickém teplém a humidním klimatu pod močnou pokrývkou produktů intenzivního zvětrávání. Představují je jednak rozsáhlé sečné



Obr. 2. „Přebenáč“ — zvláštní druh krasového humu v krasové okrajové rovině u Sloupu v Moravském krasu (foto autor).

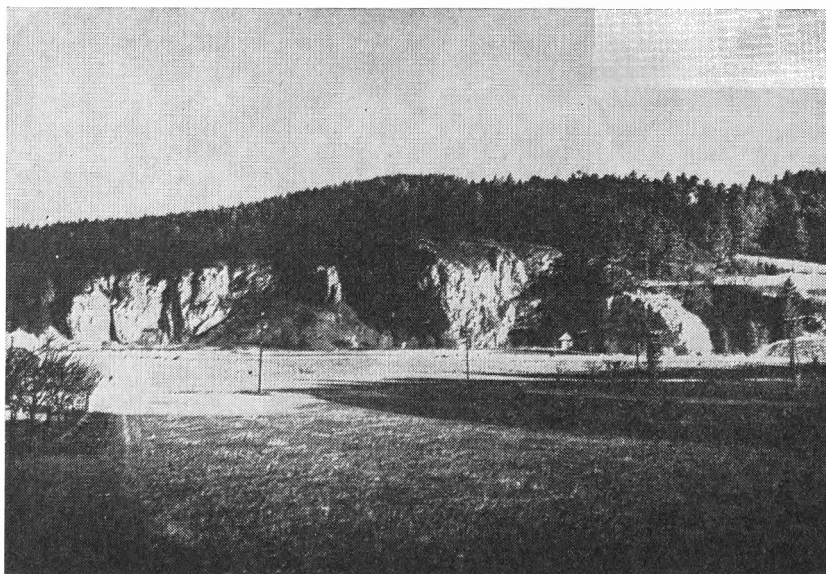
povrchy, relativně rovné, různé svědecké tvary vzniklé selektivním zvětráváním vápenců pod zvětralinovou pokrývkou a jednak hluboké deprese a dutiny, které možno zařadit do skupiny tvarů zakrytého krasu v pojetí A. Pencka (32). Druhou skupinu tvoří tvary, které se vyvíjely také v teplém a humidním klimatu, ale v exhumovaném nebo částečně exhumovaném reliéfu. Tvoří je menší, většinou mírně ukloněné sečné povrchy, vzniklé plošným odnosem v úrovni povrchu zvětralinového nebo sedimentárního pokryvu konkávních tvarů reliéfu a svědecké tvary, vzniklé krasovou pediplanací v pojetí H. Louise (26). Třetí skupinu pak tvoří tvary, příslušné vyvinuté krasové hydrografii ve vyzdvížených a exhumovaných vápencových masivech, jako propadání, závrtý, jeskyně aj. Tato skupina je ve zkoumaných oblastech současně nejmladší skupinou forem. Ačkoliv mnoho z nich je již také odumřelých a nachází se vysoko nad nynější hydrograficky účinnou zónou, v tomto příspěvku se jimi nezabývám. Učinil jsem tak na jiných místech (31).

Někteří autoři považují za formy krasového reliéfu právě jen tvary, které souvisí s vyvinutým podzemním odvodňováním karbonátových hornin. Protože je však známo, že zvětrávání a odnos v dobře rozpustných (tedy krasových) horninách, probíhá zcela jinak než v horninách špatně rozpustných nebo nerozpustných, musíme všechny tvary, vzniklé ve vápencích zkoumaných oblastí řadit do souboru krasových forem, ačkoliv

se někdy podobají tvarům vzniklých erosi v silikátech a kysličinách. Platí to i o formách zakrytého krasu v klasickém pojetí (typ geologických varhan), ačkoliv se vyvíjejí při puklinové a nikoliv krasové cirkulaci podzemní vody. Správnou klasifikaci krasových tvarů komplikuje v oblasti Dražanské vrchoviny a Nížkého Jeseníku skutečnost, že souvrství karbonátů (devonských vápenců) většinou neznámé mocnosti, leží poměrně nehluboko v podloží spodnokarbonských souvrství drob, břidlic a slepenců, zatímco na povrchu se objevují jen v omezených výskytech. Vlastní podloží devonu není většinou dosud známo. Vápence jsou však zkrasovělé i v podloží spodnokarbonských masivních silikátů (34). Je tedy otázkou, zda můžeme toto zkrasování zařadit do kategorie zakrytého krasu v klasickém pojetí. Zakrytý kras totiž charakterisují určité specifické znaky, hlavně existence korosních dutin. Jsou obvyklé nesouvislé, vertikálně rozložené a vznikly korosním rozšířením preexistujících trhlin agresivními roztoky, které pronikaly do karbonátových souvrství z nadložních nerozpustných a nepevněných pokryvů. Vývoj tvarů zakrytého krasu v užším smyslu slova (tvarů typu geologických varhan) probíhal při zvláštním druhu puklinové cirkulace podzemní vody. Cesty tohoto vodního oběhu nemají obvykle souvislý průběh s gravitačním, volným pohybem krasové vody. Zkrasování vápenců v podloží spodnokarbonských nevápencových hornin však tyto základní charakteristiky zakrytého krasu nemá. Jde tu naopak o typické podzemní krasové odvodňování, vázané na skalní dno úvalů při úpatí vrchovin. Místy jde také o zvláštní druh hlubinného odvodňování karbonátových masivů do puklinových cest silikátového okolí. Na Dražanské vrchovině a v přilehlé části Hornomoravského úvalu jsme je studovali a prokázali s použitím intenzivních chemických barviv a radioizotopů (34).

Geomorfologické problémy vývoje krasu ve východní části České vysočiny souvisí úzce s problémy geneze veškerého zarovnaného povrchu v pokročilém stádiu vývoje. Většina autorů jej označuje jako parovinu, resp. vyzdviženou parovinu, při čemž má na mysli starobylý (oligoceenní nebo předkřídový) peněplén, jeho vývoj a rozdělení v erosních cyklech v klasickém pojetí W. M. Davise nebo W. Pencka a jejich pokračovatelů. Z komplexní analýzy tvarů reliéfu, morfogenetických pochodů a vztahů mezi nimi vyplývá stále zřetelněji, že jde o povrch polygenetický, který se vyvíjel v několika výrazných fázích, určených nejen klimatem, ale i endogenními silami. Těžkým problémem je určení způsobu vytvoření a stáří jednotlivých sečných povrchů, které se v tomto reliéfu šíří na složitě zvrásněných a dislokovaných souvrstvích různých hornin. Zaujímají různé výškové úrovně. Jde totiž o to, zda tyto sečné povrchy jsou syngenetické a sekundárně dislokované, nebo zda jejich různá výšková poloha není dána tektonikou, takže by šlo o povrchy různého stáří. Podle starších názorů je příčinou vzniku takových plošin ve zkoumané oblasti abrasní činnost miocenních moří, která se při okrajích velkých orografických celků projevila v různých úrovních. Podle novějších, v naší geomorfologické literatuře zatím téměř obecně uznávaných názorů, je příčinou různé výškové polohy sečných povrchů tektonické rozlámání starobylé paroviny při jejím vyzdvižení v terciéru nejen ve větší celky, nýbrž i v malé kry uvnitř orografických jednotek, které zaujaly různé a náhodné výškové úrovně. Vyzdvižení reliéfu bylo podle tohoto názoru také příčinou jejího erosního rozřezání. Na druhé straně však vyplývá z poznatků výzkumu reliéfu recentních tropických a subtropických oblastí (srov. např. H. Louis, 26), že za určitých klimatických podmínek se tektonický zdvih neprojeví změnou charakteru tvarů reliéfu, ale naopak, že změny klimatu působí dalekosáhlé změny v morfografických rysech i při neúčasti tektonických pohybů. Při řešení problémů v oblasti České vysočiny je tedy třeba posoudit, zda změny rázu studovaných forem způsobily změny klimamorfogenetických procesů, zda jde o následek

starších nebo mladších tektonických pohybů anebo konečně o kombinaci obou faktorů. Dlouhá období kontinentálního vývoje, střídající se s obdobími mořských záplav a změny v klimatických podmínkách setřely mnoho znaků, které by mohly sloužit k definitivnímu potvrzení nebo zamítnutí některého výše uvedeného názoru v jeho všeobecné platnosti. V každém případě je mnoho důvodů proti uznání abrasního původu diskutovaných sečných povrchů, i proti pojetí tektonického rozlámání staršího



Obr. 3. Působením krasové pediplanace ustupující vápencový svah krasové okrajové roviny u Sloupu v Moravském krasu (foto O. Bárta).

sečného povrchu. Protože některé stupňovitě uspořádané plošiny jsou také základními makrotvary krasových oblastí, musíme se zabývat jejich vývojem. Zdá se totiž, že v krasu východní části České vysočiny se přece jen zachovaly některé znaky, které mohou přispět k řešení složité otázky.

Základem předložené interpretace je skutečnost, že až téměř do počátku svrchního pliocenu se dál vývoj reliéfu studované oblasti v podmínkách, které se podobají podmínkám nynějších tropů s teplým a celoročním deštivým klimatem nebo podmínkám subtropů s ročními periodami sucha a dešťů. Lze předpokládat, že ve srovnání s recentními podmínkami, byly jak teploty tak i humidita mnohem výraznější (srov. O. Jessen. 13). S ohledem na přítomnost a působení tohoto podnebí v dlouhých časových úsecích geologické minulosti musíme také posuzovat vývoj tvarů reliéfu. Extrémně teplé a humidní klima vyvolává hluboké zvětrávání hornin a také zvláštní způsob odnosu jemnozrnných a tedy velmi mobilních zvětralin. V karbonátových horninách se projevuje tropické zvětrávání intenzivním rozpouštěním. V krasovém i nekrasovém reliéfu tedy dochází ke vzniku mocné zvětralinové pokrývky. Její baze zasahuje postupně stále hlubší zóny skalního podloží. Na homogenních horninách postupuje toto zvětrávání, resp. rozpouštění stejnoměrně, v nehomogenních souvrstvích se projevuje určitá selekce. V úrovni povrchu zvětralinové pokrývky však pokračuje plošný

odnos, který modeluje i elevace skalního podloží, jež se z pokrývky zvětralín vynořují. Tak se vytvářejí základy tvarů reliéfu již při zvětřávání, resp. rozpouštění na bázi zvětralín i v úrovni jejich povrchu. Tento způsob vzniku fosilních forem je třeba předpokládat zvláště u nehomogenních souvrství hornin ve východní části České vysočiny. V oblastech recentních tropů s periodickou humiditou vysvětluje takto vývoj reliéfu J. Büdel (3).

Teprve ve svrchním pliocénu nastoupilo ve střední Evropě mírné humidní klima (asi podobné recentnímu typu Cf s deštěm ve všech ročních obdobích). Tropické zvětřávání nahradilo méně intenzivní zvětřávání jiného typu zvláště v teplejších obdobích kvartéru a plošný odnos vystřídala hloubková eroze. V interglaciálech první poloviny pleistocénu bylo podnebí ještě mnohem teplejší než nyní, ale asi mnohem méně humidní. V glaciálech pak vládlo studené klima, které v maximech chladných period přecházelo ve studené aridní klima.

Převážně plošný způsob odnosu nahradila však ve východní části České vysočiny hloubková eroze již také před miocénem. Dokazují to ostře a hluboko zařezaná údolí, vyplněná spodnotortonskými sedimenty. Jde převážně o přeplavené fosilní zvětraliny, které pokrývaly původně předtortonský reliéf. Počátky rozčleňování reliéfu České vysočiny údolní sítí sahají hluboko do paleogénu. Domnívám se, že k němu dal podnět nástup suchého stepního klimatu (podobného nynějšímu typu B-Shw dle W. Köppena) ve středním oligocénu. Jelikož však toto rozčleňování postupovalo dále, ačkoliv mezi středním oligocémem a středním pliocénem vládne opět teplé humidní klima, je rozřezávání reliéfu České vysočiny podmíněno také tektonickým neklidem, který byl zvláště intenzivní ve východní části ve styčné zóně s tvořícími se Západními Karpatami.

Podle novějších názorů byla abraze spodnotortonského moře hlavním faktorem, který způsobil odstranění pokrývy fosilních zvětralín z reliéfu východní části České vysočiny. Ukazuje se však, že neméně důležitým faktorem při tom byl i plošný odnos, který se opět projevil v teplém humidním podnebí po regresí moře. Tropické zvětraliny nenacházíme totiž jen na povrchu pokleslých ker (např. pohřbený kras v okolí Litovle nebo Hranic — V. Panoš, 31), nýbrž i v rytmicky zvrstvených svahových sedimentech, výrazně vyvinutých zvláště na svazích Nízkého Jeseníku a Drahanské vrchoviny, omezujících Hornomoravský úval, kde spočívají na starších výplních. Plošný odnos působil nejprve v úrovni předtortonských zvětralín a později v úrovni povrchu spodnotortonských nebo spodnoplIOCénních sedimentů v nížinách, úvalech a údolích. Tato úroveň se postupně snižovala v závislosti na postupném vyklenování jednotlivých částí České vysočiny a na trvalém klesání dna sníženin (Hornomoravský úval klesal ještě v mladším kvartéru). Plošný odnos se projevil vznikem plošin i na exhumovaném skalním podloží vrchovin. Přes rozsáhlé rozrušení mladší erosí a snad i slabšími diferencními pohyby lze tyto sečné povrchy dosud zařadit do určitých systémů. Není proto divu, že je starší autoři po vzoru H. Hassingera (14) pokládali za abrasní terasy. V oblasti východní a západní Drahanské vrchoviny to byli zvláště V. J. Novák (30), F. Říkovský (38), J. Zapletal (55), v Hrubém a Nízkém Jeseníku G. Göttinger (9), H. Mikula (29) nebo F. Klement (18), ve skupině Králického Sněžníku zvláště H. Schön (41) a v Rychlebských horách G. Göttinger (9) a F. Klement (18).

Jak jsem již dříve upozornil v případě sečných povrchů v povodí Vidnavky (31), nemůže jít o abrasní terasy, ani o různé pokleslé části staršího povrchu. Svahy, které tyto sečné povrchy omezují, ačkoliv někde směry tektonických linií sledují, můžeme klasifikovat nejvýše jako silně přemodelované svahy na zlomové čáře. Mnohdy probíhají tektonické linie v různé vzdálenosti před úpatím svahu. Podél větších vodních toků lze hlavní systémy sečných povrchů sledovat při plynule stoupající výšce daleko

do centra vrchovin, kde se projevují často v úrovních elevací reliéfu nebo ve svazích menších sníženin. Při geomorfologickém mapování povodí dolní a střední Třebůvky v severní části Drahanské vrchoviny jsem zjistil sečné povrchy, šířící se jednotně na spodnotortonských sedimentech i na spodnokarbonských horninách a horninách zábřežského krystalinika (31). Soudím proto, že vývoj těchto sečných povrchů v různých úrovních na skalním podloží vrchovin východní části Českého masívu



Obr. 4. Exhumovaný kužel v krasové oblasti u Vratíkova v okolí Boskovic (foto autor).

vyvolával hlavně plošný odnos. Jeho erosi bází byl povrch sedimentární výplně nížin a úvalů. Považuji je tedy za typ splachových pedimentů, vzniklých v teplém a humidním klimatu před svrchním pliocénem, dokud se ještě neprojevila druhá mladoterciární (svrchně pliocénní až kvartérní) vlna hloubkové erose, která tyto úrovně částečně porušila. Místo je dislokovaly i serie rychlých, slabších diferenčních pohybů těsně po jejich vzniku.

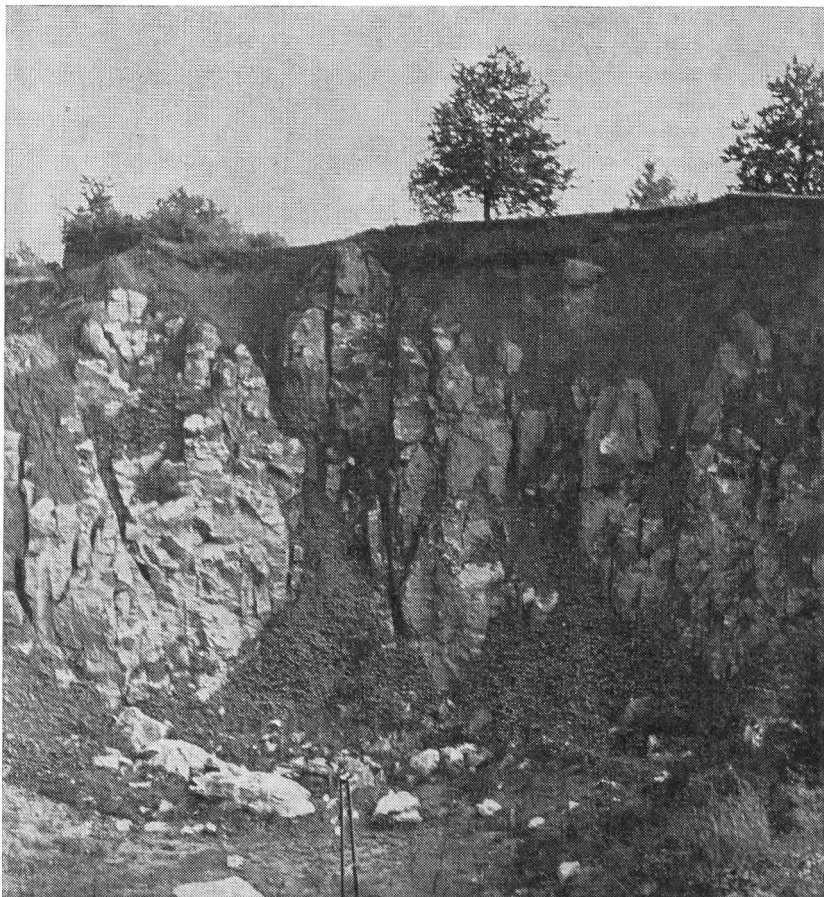
Chronologicky odpovídá podle této interpretace popsané zarovnávaní vývoji výrazných neogenních úrovní, objevených v oblasti Západních Karpat polskými geomorfology (J. Smoleński, 45, J. Szaflarski, 48). Tyto úrovně byly v moravských Karpatech již dávno známy, ale také byly pokládány za abrasní formy (srov. např. V. J. Novák, 30, F. Říkovský, 38, J. Krejčí, 22, F. Vitásek, 51 aj.). Již podle nových kritérií studují neogenní sečné povrchy ve slovenské části Západních Karpat zvláště M. Lukniš (27), E. Mazúr (27), na Moravě O. Stehlík (46) a v rakouské části Vídeňské pánve např. H. Riedl (35). Ve východní části České vysočiny toto neogenní zarovnávaní nedosahuje ani rozsahu ani výraznosti úrovní západokarpatských. V některých oblastech se patrně jeho stopy nezachovaly (srov. T. Czudek, 5). Soudím, že rozdíl jsou podmíněny jednak nepružností starých konsolidovaných horninových komplexů České vysočiny, jednak

zvláštním charakterem pohybů, které vyvolávaly v oblasti České vysočiny neogenní zdvihy. Tyto úrovně však skutečně existují, ačkoliv k nim na druhé straně nelze automaticky zařazovat všechny neogenní „abrasní plošiny“ starších autorů. Nepochybují totiž, že mnoho zarovnaných povrchů vzniklo ve východní části České vysočiny v paleogénu a v mesozoiku. Vcelku je zřejmé, že nynější tvary reliéfu zkoumaného území jsou sice velmi mladé, ale že jde ve skutečnosti o soubor přemodelovaných tvarů velmi starobylého povrchu. Jde vlastně o skalní torsa tvarů, která se tvořila působením věky trvajících tropického zvětrávání a odnosu v závislosti na struktuře a složitě, ve výrazných náporech znovu oživující tektonice. Po téměř úplném odnosu fosilních zvětralínových pokryvů ve středním miocénu až středním pliocénu byly tyto tvary složitě přemodelovány. Tento názor vyplynul ze studia forem fosilního krasu, k jejichž interpretaci nyní přistupuji.

Již jsem připomněl, že většina forem fosilního krasu se ve zkoumané oblasti vytvářela působením tropického a subtropického teplého a humidního klimatu od svrchního paleozoika až do konce středního pliocénu. Soubor recentních forem tropického a subtropického krasu je dostatečně znám z prací H. Lehmana (25), z Jamaiky, Kuby a Puerto Rico, ze studia G. Lasserre (24) krasových oblastí v Guadeloupe, H. v. Wissmanna (54) z jihovýchodní Číny, H. Louise (26) z Malé Asie a z prací jiných autorů. Naplňuje nás oprávněnou hrdostí, že na zvláštní formy tropického krasu upozornil již před padesáti léty český badatel J. V. Daneš (6). Z československých autorů se zabývá formami recentního tropického krasu v provincii Junnanu v jižní monsunové subtropické oblasti Číny V. Schütznerová-Havelková (43). Pro stanovení základních rysů klimaticky podmíněného krasového cyklu má prozatím největší význam práce M. A. Sunartadirdja — H. Lehmana (47) z jihozápadního Sulawesi. Výzkum tropického a subtropického rázu fosilního krasu v různých evropských oblastech přinesl mnoho cenných poznatků, které doplnily výsledky vývoje krasu v recentních tropických a subtropických humidních podmínkách. Značný význam mají zvláště práce autorů polských (M. Klimaszewski, 19 aj.), maďarských (P. Z. Szabó, 49 aj.), německých (J. Büdel, 3, W. Klaer, 17, H. Lehmann, 25, C. Rathjens, 34 aj.), francouzských (P. Birot, 2) a částečně i anglických (G. T. Warwick, 52) a jugoslávských (J. Roglič, 36 aj.). Fosilními formami Jihoslovenského krasu se zabývá např. A. Kemény (14).

Vůdčí myšlenkou nového pojetí vývoje krasu je, že klimatické podmínky, vyznačující se vysokými teplotami a vydatnými srážkami, ovlivňují zvláštním způsobem modelaci tvarů krasového reliéfu. V tropickém a subtropickém krasu dominují rozsáhlé sečné povrchy (krasové plošiny), na jejich okrajích nebo uvnitř rozsáhlé sníženiny (okrajová a centrální polje), podél geologických hranic mezi vápencovým a n vápencovým reliéfem se tvoří krasové okrajové roviny. Typické jsou krasové svědecké tvary typu humů, mogotů, věží a kupolí. Tvoří se však také uvala a závrtvy, jeskyně s korosními a stigmatitovými formami, škrapy a jiné elementy krasového reliéfu. Mnozí autoři popisují z tropických krasových oblastí také erozní tvary — údolní síť (často odumřelou a rozrušenou), kterou většinou řadí k prvkům iniciálního reliéfu. V naší literatuře je diskutované téma téměř nové a proto také příslušná terminologie není dosud vytvořena nebo vžita. Při genetické klasifikaci forem fosilního krasu ve východní části České vysočiny se proto přidržuji návrhu G. Chabota (12), jehož termíny jsem přeložil a upravil tak, aby odpovídaly duchu naší řeči a aby přitom vyjádřovaly co nejvěrněji specifické znaky příslušných tvarů.

K mesozoickým nebo ještě starším formám krasového reliéfu ve východní části České vysočiny patří zarovnaný povrch Moravského krasu, považovaný dříve buď za miocén-



Obr. 5. Krasové věže a geologické varhany u Měrotína v sev. části Dražanské vrchoviny (pokryv tvoří lateritické zvětraliny, plicovní jílovité písky, mindelrisská terasa a würmské spraše (foto autor).

ní abrasní plošinu (J. Cvijić, 4, F. Říkovský, 38, J. Kunský, 23, P. Ryšavý, 37), za předjurský dolinový kras (F. Machatschek, 28) anebo později za paleogenní tvar typu polje (K. Absolon, 1 — cit. R. Kettnerem). R. Kettner (15) jej pokládá za tektonicko-erosní tvar paleogenního stáří, J. Krejčí (22) za součást předkřídové (predcallovienské) paroviny. Nejnověji klasifikuje povrch Moravského krasu O. Štelcl (50) jako zvláštní druh holé krasové úrovně, součást exhumované předkřídové paroviny.

Při bližším zkoumání vidíme, že zvláště v severní části mezi blanenským a valchovským prolomem nemá povrch Moravského krasu jednotnou úroveň. Tvoří jej rozsáhlá, mírně zvlněná centrální plošina, ukloněná od severu k jihu. Nad její úroveň vystupují větší i menší elevace s plošinatými vrcholy. Na západním i východním okraji je tato plošina omezena nevýraznými svahy od krasových plošin vyšších úrovní, které jsou kromě celkového úklonu k jihu ukloněny ještě k podélné ose centrální plošiny. Místy přecházejí v sečné povrchy na silikátovém reliéfu brněnské vyvěřeliny

a spodního karbonu. Centrální plošina i větší část okrajových plošin zaujímá vůči okolnímu silikátovému reliéfu nižší polohu. Na základě těchto znaků a po objevení spodnokřídových tropických zvětralin jurských sedimentů („rudických vrstev“) v jeskyních i na povrchu v širším okolí Macochy musíme považovat reliéf Moravského krasu za exhumovaný povrch předjurského stáří, jehož základní tvary se na složitě dislokovaných vápencích tvořily již ve svrchním permu-triasu. Zvláštná centrální krasová plošina pak vznikla tropickým zvětráváním (rozpuštěním) homogenního vápencového souvrství na bázi vápenných a písčitých usazenin jurského moře, které pohřbily předjurský reliéf. Jde tedy o bazální plochu na styku tropických zvětralin a masivních (dosud nerozpuštěných) devonských vápenců, sníženou tropickým zvětráváním ve spodní křídě. Toto podpovrchové selektivní zvětrávání dalo místy vzniknout základům elevací nynějšího reliéfu, který měl asi ráz kupolového krasu. Okrajové, mírně ukloněné plošiny, nyní ovšem již rozřezané a snad i dislokované, jsou syngenetickými splachovými pedimenty (v pojetí J. Búdela, 3), které se vytvořily ještě před transgresí svrchně křídového moře plošným odnosem v úrovni povrchu zvětralin jurských vrstev. Na západě vynívají tyto plošiny na úpatí nízkých kupovitých vrchů v oblasti brněnské vyvěřeliny, které klasifikujujeme jako silně přemodelované a snížené ostrovní hory typu bornhardts (srov. L. C. King, 16 aj.). Brněnská vyvěřelina je ve studované oblasti hluboko rozvětrala v detrit, který snadno podléhá odnosu. Plošiny na elevacích v centrální plošině, které sahají do úrovně okrajových plošin, jsou tzv. izolované splachové pedimenty. Jde o elevace skalního podloží, které vystoupily na povrch zvětralin a byly zarovnané plošným splachem (srov. J. Búdel, 3).

Po částečné exhumaci a mírném přemodelování předjurského reliéfu popsanými pochody, se v této oblasti uložily sedimenty svrchně křídového moře. Zасыpaly již vyvinutý kupovitý reliéf. Tyto sedimenty však v paleogénu rovněž podlehy odnosu. V původní podobě se zachovaly jen v blanenském a valchovském prolomu. Jejich rozpadlé částice, smíšené se zvětralinami jurských vrstev leží dosud v dosti mocných polohách vlastně na severozápadě oblasti. Ve spodní křídě byla tehdy pohřbená krasová plošina Moravského krasu také rozčleněna mohutnými depresiemi typu cockpit (rudické závrtky), které jsou vyplněny současně vznikajícími zvětralinami jurských hornin s bazálními limonitickými konkrecemi. Během staršího paleogénu byl tento reliéf znovu exhumován a dále korosně snižován a rozčleňován.

Podobný ráz a vývoj má i menší krasová plošina v okolí Němčic, která vlastně tvoří výběžek Moravského krasu k severu. S oblastí Moravského krasu souvisí širokými, mírně ukloněnými plošinami v okolí Žďáru, které mají rovněž znaky okrajových splachových pedimentů. Na západě přecházejí tyto plošiny do oblasti brněnské vyvěřeliny, na severozápadě je omezují výrazné žulové svahy, na severovýchodě rovněž příkré svahy spodnokarbonských drob. Na těchto ukloněných plošinách vystupuje kupovitě skalní podloží nad slabý zvětralinový pokryv. Jen na jihu mezi Němčicemi a Žďárem je reliéf pokryt dosti mocnými fosilními zvětralinami pestrých barev, představujícími bazální části lateritového pokryvu. Pod ním jsou vyvinuty hluboké geologické varhany, protnuté v nynější úrovni krasové vody mladšími horizontálními jeskyněmi. Dolní části geologických varhan vyplňují Fe-rudy limonitické povahy (J. Sekanina, 40), které byly předmětem nyní již zaniklé těžby.

Menší fosilní krasová plošina mesozoického až svrchně paleozoického stáří se nachází také u Vratíkova ve východním okolí Boskovic. Je rozčleněna v kuželovité ostrovní vrchy dosud z větší části zahalené cihlově červenými kaolinicko-jilovitými zvětralinami. Vápence jsou rozhodány hlubokými geologickými varhanami, jejichž dutiny vyplňují kaolinické zvětralininy a na bázi rovněž Fe-rudy. Těžily se již v předhistorických dobách.



Obr. 6. Krasový kužel, pohřbený pod glacienními sedimenty v krystalických vápencích u Supíkovie ve Slezsku (foto autor).



Obr. 7. Krasová plošina přemodelovaná kryoplanací v povodí Vidnavky v Rychlebských horách (foto autor).

Geologické varhany protínají ve třech úrovních mladší horizontální jeskyně. Vratíkovský kras představuje částečně exhumovaný reliéf, který byl již v pokročilém stavu vývoje pohřben v oblasti valchovského prolomu sedimenty turonu a cenomanu. Původní zvětrality dosud nejsou z reliéfu úplně vyklizeny. Místy dosahují mocnosti přes 30 m.

Velmi staré formy fosilního krasu nacházíme i v ostatních menších vápencových oblastech. roztroušených porůznu ve vrchovinách východní části České vysočiny. V okolí Hranic, kde je velká kra devonských a spodnokarbonských hornin morfoloogicky přiřčleněna ke karpatské soustavě, se nachází fosilní mesozoická nebo svrchně permská krasová plošina (O. Kodym, 20), pohřbená i s původním zvětralinovým pokryvem pod terciénními marinními sedimenty. Je rozčleněna fosilními okrajovými polji s krasovými kužely a ostrovními vrchy. Původně byly pokládány za příbojový reliéf riasového pobřeží tortonského moře (J. Dvořák, 8). Přítomnost pestrých kaolinických zvětralin a typická morfografie však dokazuje, že tortonská transgrese zastihla tento fosilní tropický kras již v pokročilém stádiu vývoje, pohřbila jej pod svými nánosy a konservovala (V. Panoš, 31). Mohutně jsou vyvinuty geologické varhany, členité závrťové komíny a dutiny, sahající do neznámých hloubek pod nynější úroveň krasové vody. Vyplňují je kaoliny neznámého stáří (V. Panoš, 31). Geologické varhany a dutiny hranického fosilního krasu byly mnohem později přemodelovány mladšími krasovými procesy hydrotermálními a vznikla v nich horizontální cirkulace krasové vody nebo její směsi s minerálními vodami.

V paleogénu vznikla v oblasti Moravského krasu kaňonovitá údolí, zařezaná hluboko do výše popsaného exhumovaného povrchu. Při sondáži pro podrobné geologické mapování (J. Dvořák — L. Slezák, ÚÚG, pob. Brno) byly objeveny mohutné polohy blíže nedatovatelných terciénních sladkovodních písčítých a jílovítých sedimentů, které vyplňují u Petrovic velkou nálevkovitou depresi v mocnosti několika desítek metrů. V povrchové morfologii se tato deprese vůbec neprojevuje. Na existenci dalších podobných sníženin v severní části Moravského krasu ukazují podobné sedimenty, tvořící výplně velkých jeskyní a závrťových kominů v širším okolí Macochy. Jde patrně o rozpadlé a přeplavené částice písčítých svrchně křídových vrstev, vkleslé do současně opět vznikajících depresí typu cockpit a z nich později vplavené do jeskyni. Stejným způsobem můžeme vysvětlit i přítomnost spodnotortonských slinů v některých závrťových kominěch anebo horizontálních jeskyních. Jsou velmi pravděpodobně většinou sekundérně přemístěné.

Také v širším okolí Tišnova je exhumovaná předkřídová nebo paleogénní krasová plošina, rozčleněná depresemi, které v hloubce pokračují drobnými horizontálními jeskynními systémy. Deprese jsou patrně části starých geologických varhan. Nacházejí se v nich paleogénní zvětrality, zvětrale miocénní sedimenty a polohy Fe-rud (J. Skácel, 44). Také v okolí Čebína jsou krasové ostrovní vrchy, vyčínající ze spodnotortonských sedimentů.

Na východním okraji Žulovské pahorkatiny a Rychlebských hor v okolí Supíkovice jsou v krystalických vápencích keprnické klenby vyvinuty krasové kužely (mogoty) ve velmi typické formě (T. Czudek — J. Demek, 5). Nejvyšší části mogotů zaujímají patrně jednotnou, k severu ukloněnou úroveň. Představuje rozčleněnou sečnou plochu původní ukloněné krasové plošiny. Nad tuto úroveň ještě vystupují příkré krasové ostrovní vrchy (V. Panoš, 31). Fosilní kras je pohřben po nánosy sálského a snad i halštrovského ledovce. Pod glacienními sedimenty s lavicemi pevných drobnozrných slepenčů leží mezi mogoty kaolinicky zvětrale valouny okolních nekrasových hornin (hlavně žul) a balvany mramorů. Místy jsou i polohy kaolínu. Způsob uložení tohoto alochthonního materiálu by se dal vysvětlit s rezervou miocénním příbojovým

transportem. Valouny kaolinicky zvětřaly až na místě svého nynějšího uložení. Dátování vzniku tohoto krasového reliéfu je dosud nejisté, ale jeho vývoj je určitě v genetickém vztahu k fosilním tvarům na granitu Žulovské pahorkatiny. Úpatí krasových ostrovních vrchů leží v úrovni nejvyšších plošin v povodí řeky Bělé. Pokud vyčnívaly v pleistocénu nad ledovcové nánosy nebo nad masu vlastního ledovce, byly intenzivně přemodelovány periglaciální kongelifrakcí, kdežto pohřbené formy si zachovaly svou původní charakteristickou morfografií.

V severní části Dražanské vrchoviny tvoří devonské vápence více méně výrazné a izolované elevace reliéfu nad okolními, hluboko rozvětralými plošinami, budovanými spodnokarbonskými drobnými a břidlicemi. Tyto rozvětralé zóny jsou bazálními zónami mocného zvětralinového pokryvu, který byl buď ještě v paleogénu nebo v neogénu snesen, při čemž nad jeho úroveň vystoupily kupovité tvary na devonských vápencích (V. Panoš, 31). Ačkoliv jsou tyto elevace většinou tektonicky podmíněné, musíme je vzhledem k jejich terciérnímu vývoji považovat za zvláštní druh krasových ostrovních vrchů. Jsou v nich četné jeskynní trosky a na povrchu zbytky kaolinických rudých zvětralin. Jejich úpatí leží v úrovni posttortonských sečných povrchů (povodí Třebůvky). Jak již bylo řečeno, je hodnocení této oblasti komplikováno skutečností, že pod nepřítli mocným spodnokarbonským nekrasovým nadložím jsou devonské vápence v široké oblasti souvislé a zasahují z oblasti vrchoviny daleko do Hornomoravského úvalu. Je to příčinou zvláštního druhu hlubinného odvodňování a krasování.

Při geologické hranici mezi oblastí vápenců a spodnokarbonských hornin v oblasti Moravského krasu se počaly ke konci paleogénu vyvíjet v dosud mělkých údolích allochthonních toků krasové okrajové roviny (okolí Sloupu, Holštýna a Ostrova). Podrobně jsem studoval krasovou okrajovou rovinu u Sloupu (V. Panoš, 31). Při nástupu svrchně pliocénní až kvartérní hlubkové erose byly základní tvary krasových okrajových rovin v této oblasti rozřezány v hluboká slepá údolí. Přitom byla přerušena plynulá souvislost povrchového odvodňování mezi údolími v silikátových horninách a v krasových žlebech. V pleistocénu zasypaly slepá údolí přes 50 m mocné polohy hrubých štěrků a písčito-jílovitých sedimentů. V úrovni povrchu těchto špatně propustných výplní se obnovilo zvětšování zbytků ploch krasových okrajových rovin procesem krasové pediplanace, které pokračuje i v současné době. Z pleistocenních výplní vyčnívají izolované kužely zvláštního typu, zvané místně „hřebenáče“. Některé z nich jsou téměř úplně pohřbené, mají zaoblené tvary a v korosních dutinách malé zbytky lateritických zvětralin (V. Panoš, 31). Také na svazích krasových kaňonů, zvláště v okolí hrany, která odděluje mírně ukloněné (starší) svahe od příkrých skalních stěn (helvetská fáze zahloubení), ale i na menších meziúdolních hřebetech jsou tyto svědecké krasové tvary velmi četné. Jsou přemodelovány pleistocenní kongelifrakcí, ale místy dosahují výšek i přes 40 m. Často jsou těžko rozeznatelné od kvartérních tvarů typu mrazových srubů a suků. V krasové okrajové rovině u Sloupu rovnoběžný ústup levého údolního svahu rozrušil nejstarší (paleogenní) jeskynní úroveň.

Podle fosilních výplní soudím, že také některé závrtky, komínové propasti, tunelovité jeskynní trosky (mezi nimi i propast Macocha) a mělká suchá údolíčka na krasové plošině pocházejí již nejméně ze staršího paleogénu. Vývoj závrtů pokračoval i v kvartéru, kde byly tyto starší tvary doplněny tvary mladšími.

Vývoj údolní sítě v krasových oblastech severní části Dražanské vrchoviny byl obdobný. Posttortonské vodní toky většinou využily předtortonské údolní sítě. Podél exhumovaných údolí těsně po regresí spodnotortonského moře vznikly v úrovních výše popsaného neogenního zarovnávaní (splachových pedimentů) na vápencích krasové plošiny, které zničily starší svědecké tvary (např. v okolí Měrotína). Na jejich

úroveň navazují sečné povrchy, které se podél údolí vodních toků šíří daleko do centra severní části Dražanské vrchoviny. Pod povrchem spodnoplíocénní a kvartérní výplně Hornomoravského úvalu v okolí Litovle a Červenky je pohřbený krasový reliéf (krasové kužely) i s původním zvětralinovým pokryvem (V. Panoš, 31). V této části Dražanské vrchoviny i ve výskytech devonských vápenců v jižní části Nížkého Jeseníku jsou hojně tvary typu geologických varhan, vyplněné negenními zvětralinami, ale i kvartérními fluviatilními a eolickými sedimenty. Na výše zmíněné sečné povrchy navazují úrovně nejstarších jeskynních soustav, která často protínají dutiny starších geologických varhan (Mladečské jeskyně).

V období mezi svrchním tortonem a středním pliocénem se vytvořily krasové plošiny jako součást sečných povrchů na nevápencovém podloží v Rychlebských horách (V. Panoš, 31) v povodí řeky Bělé a Vidnavky, v Hrubém Jeseníku v povodí Moravy a Branné a na horní Moravě ve skupině Králického Sněžníku. Tyto sečné povrchy jsou velmi výrazné a ve stupňovitě uspořádaní provázejí údolí vodních toků daleko do centrálních částí pohorí. Stupňovitě plošin odpovídá i uspořádání jeskynních úrovní. Stejně stáří jsou nejspíše i menší krasové plošiny a hluboké puklinové propasti v okolí Sovince v jižní části Nížkého Jeseníku (V. Panoš, 31).

Ze studia četných a mnohotvárných, na tomto místě jen stručně charakterizovaných forem fosilního krasu ve východní části České vysočiny na Moravě a ve Slezsku vyplývá několik závěrů:

1. Průběh krasového procesu je podmíněn složitým souborem morfogenetických faktorů, mezi nimiž je typ panujícího klimatu velmi důležitý. Mimo to však je zřejmé, že období výrazného rozvoje krasových forem (mesozoikum, paleogén, svrchní miocén až střední pliocén, svrchní pliocén až starší pleistocén a druhá polovina pleistocénu), byť výrazně modifikovaná klimatem, jsou podmíněna a ohraničena nástupy tektonických pohybů. Na rychlosti zdvihu masivu závisí také určitý druh makroforem krasového reliéfu.

2. Vývoj krasových plošin i ostatních tvarů fosilního krasu ve východních částech České vysočiny silně ovlivnily transgrese mesozoických a miocenních moří, jakož i následující exhumace jejich nánosů. V úrovni povrchu těchto většinou jemnozrnných a velmi mobilních sedimentů, stejně jako v úrovni tropických zvětralin, docházelo k vývoji stupňovitě uspořádaných sečných povrchů působením plošného odnosu. Tyto plošiny morfograficky i geneticky odpovídají tzv. splachovým pedimentům, popsaným z oblasti recentních periodicky humidních tropů. Nejstarší zarovnávaní tohoto typu lze ve zkoumané oblasti datovat jako spodnokřídové, nejmladší jako středně tortonské — středně pliocénní. Valná část forem fosilního krasu vznikala již jako tvary skalního podloží pod mocnou pokrývkou tropických zvětralin. V závislosti na struktuře vznikaly tak v sečném povrchu již základy svědeckých forem a sníženin.

3. Ze srovnání souboru fosilních krasových forem jednotlivých oblastí východní části České vysočiny vyplývá, že jejich vývoj byl časově i prostorově velmi diferencován. Příčinu třeba spatřovat v rytmu kolébavých pohybů východních ker České vysočiny, ovlivněném složitě tvorbou karpatské soustavy. Od miocénu má geomorfologický vývoj východní části České vysočiny mnoho společných znaků se západní částí Karpat, zvláště pokud jde o tvorbu nových sečných povrchů v několika úrovních. Zatímco v oblasti Západních Karpat byly tyto úrovně objeveny poměrně nedávno, ale byly správně interpretovány, v oblasti České vysočiny jsou známy již delší dobu, ale byly považovány za abrasní terasy neogenních moří nebo za plošiny na pokleslých krátech.

4. Vývoj krasu se děje v určitých cyklech. Nejde však o cyklus v klasickém pojetí, nýbrž o cyklus podmíněný klimatem. Z útržků fosilního krasu ve východní části České

vysočiny nelze zatím na základě dosavadního pozorování tento cyklus blíže definovat. Jisté je, že až do konce první poloviny neogénu převládá v krasu vývoj sečných povrchů a svědeckých tvarů. Tyto tvary vznikají jak rovnoběžným ústupem svahů vyššího reliéfu působením krasové pediplanace, tak rozpouštěním skalního povrchu vápenců pod zvětralinovou pokrývkou při tropickém zvětrávání a také působením plošného odnosu v úrovni povrchu zvětralinových a sedimentárních pokrývků. Nelze proto dosti dobře rozhodnout, zda krasová plošina je konečným tvarem určitého cyklu nebo tvarem, který představuje exhumovanou bazální plochu předchozího tropického zvětrávání a po exhumaci se stává tvarem výchozím. Od spodního miocénu převládá ve zkoumané oblasti intenzivní rozřezávání starších krasových plošin, jehož počátky však leží již před miocénem. V kvartérním období se nápadně projevuje opět rozvoj jeskynních soustav a jim příslušných jevů hydrografických v úrovni vysoko nad úrovněmi terciárními. Tento chod je nepochybně podmíněn klimatickými změnami, ale jeho jednotlivé úseky jsou určeny silami endogenními a uložením spodnotortonských sedimentů v předtortonských údolích.

5. Ve zkoumané oblasti jsou tvary, které mohou příslušet celé řadě cyklů podmíněných klimatem. Jejich vývoj dospěl do určitého stádia vývoje nejen v závislosti na změnách klimatu, ale zřejmě i na změnách v poloze dané krasové oblasti vůči erosi bázi. Řada těchto forem přechází ze skončeného, resp. přerušenoého cyklu do cyklu následujícího. V novém cyklu se buď dosti dlouho udržují, nebo jsou ještě zdůrazněny. Jiné formy pak podlehnou rychle přemodelování nebo úplnému zničení. Ačkoliv se vývoj krasové oblasti zřejmě řídí v hlavních rysech polohou hlavní erosi úrovně, vývoj krasových okrajových rovin se děje v nynější době v úrovni povrchu špatně propustných výplní, tedy v úrovni, která se od nynější hlavní erosi úrovně krasové oblasti výškově velmi liší. Je zatím těžko rozhodnout, zda jde o anomálii ve vývoji krasu, či o pravidlo, určené přítomností alochthonních nepropustných pokrývků.

6. Podzemní krasových exhumovaných a vyzdvižených karbonátových masivů se řídí erosi úrovní, jakmile nastanou podmínky k vytvoření souvislé sítě podzemního odvodňování krasu (krasová hydrografie). V oblasti vápenců, které jsou zakryty masivními silikátovými horninami (Drahanská vrchovina), jsou tyto vztahy složitější. Krasová hydrografie se vytváří a vyvíjí souběžně se vznikem a vývojem údolní sítě. Vývoj krasové hydrografie starší než paleogén nelze ve zkoumaných oblastech potvrdit. Pro krasové oblasti východní části České vysočiny zůstává zatím otevřeným problémem, zda nedošlo k podzemnímu odvodňování vlivem mocných nepropustných pokrývků v relativně nízko položeném reliéfu, nebo zda tu působily klimatické podmínky více než stav geomorfologického vývoje. Zjistil jsem však, že mladší horizontální cirkulace krasové vody využívá velmi často starých dutin fosilního zakrytého krasu typu geologických varhan. Mimo jiné to ukazuje na ožívování starých tektonických linií. Kromě toho jsem zjistil, že vyplnění údolní sítě nepropustnými sedimenty vyřadí z funkce příslušnou erosi úroveň a může způsobit obnovení činnosti starších, z funkce již dříve vyřazených erosi úrovní. Krasové procesy v účinné hydrografické zóně tedy mohou zasáhnout krasový masiv několikrát. Existenci tohoto jevu dokazují nejlépe různé druhy a generace krasových forem, zachovaných spolu s korosními i fluviatilními staršími prvky v různých úrovních (např. v Moravském krasu posttortonská jeskynní úroveň nad nejnižší helvet-burdigalskou úrovní). Také toto zjištění ukazuje na neudržitelnost staršího pojetí krasového cyklu, ať již jde o evoluční úroveň L. Sawického, tři hydrografických zón J. Cvičiče nebo vývoje postupně se snižující úrovně erosi báze v pojetí autorů amerických.

V naší nové geomorfologické literatuře se stále obecněji uznává polygenetický a poly-

cyklický ráz reliéfu České vysočiny. Dosud zjištěné skutečnosti o vývoji fosilních destrukčních krasových forem a z nich vyvozené závěry toto pojetí v plném rozsahu potvrzují. Termín „parovina“ však je třeba chápat ze širšího hlediska, nikoliv v úzkém a specifickém klasickém pojetí. V žádném případě totiž nelze v krasových oblastech potvrdit, že se zarovnané povrchy vyvíjely procesy, předpokládanými pro vznik klasické paroviny. Zarovnaný povrch České vysočiny je tedy spíše pediplénum než penoplénum. Termín „cyklus“ je třeba vysvětlovat s hlediska klimatu a termín „polygeneze“ také s hlediska struktury i chronologie. Každá jednotlivá oblast ve východní části České vysočiny se mohla vyvíjet v různé době různým způsobem. V tomto reliéfu je třeba zvláště pečlivě zkoumat všechny závislosti a vývojové vztahy, aby pozorované formy bylo možno správně interpretovat.

Předložená studie shrnuje stručně teprve počáteční poznatky a proto si nemůže činit nárok na úplné a obecné uznání. Je také určena jen jako příspěvek k všeobecné diskusi a jako upozornění na problémy, které jsou ve světové geomorfologii středem pozornosti.

Kabinet pro geomorfologii ČSAV Brno

LITERATURA

1. Absolon K., *Kras moravský*, I. díl, Praha 1905—1911; *Propast Macocha a podzemní říčka Punkva v devonských vápencích planiny Dražanské na Moravě*, Rukopis, citovaný R. Kettnerem 1959. — 2. B i r o t P., *Esquisse d'une étude zonale de l'érosion en pays calcaire*, Erdkunde, VIII, Bonn 1954; *Évolution des versants calcaires, état de la question dans la littérature française récente*, Rep. of the Comm. on Karst Phenom. IGU, XVIII-th Int. Geogr. Congr. Rio de Janeiro 1956, New York 1956. — 3. B ü d e l J., *Fossiler Tropenkarst in den Schwäbischen Alb und den Ostalpen*, Erdkunde, V, Bonn 1951; *Die doppelten Einebnungsflächen in den feuchten Tropen*, Zeitschr. f. Geomorphologie, I/2, 1957; *Die Flächenbildung in den feuchten Tropen und die Rolle fossiler solcher Flächen in anderen Klimazonen*, Tagungsber. u. wissensch. Abhandl. des Deutschen Geographentages, Würzburg 1957, Wiesbaden 1958. — 4. C v i j i j é J., *Das Karstphänomen*, Geogr. Abhandl. hsg. v. A. Penck, V, Wien 1893; *Evolucija karsta u Moravskoj*, Glas Srpske kraljevske akademie, CVIII, Beograd 1923. — 5. C z u d e k T., *Geomorfologické poměry povodí Kamenného potoka*, Rukopis, Kand. disert. práce, Brno 1960; — D e m e k J., *Formy fosilního krasování v podloží glaciálních uloženin u obce Supikovice ve Slezsku*, Přírodověd. časopis slezský, XXI, Opava 1960. — 6. D a n e š J. V., *Karststudien in Jamaica*, Věstník Král. čes. společnosti nauk, Praha 1914; — *Das Karstgebiet des Goenoeng Sewoe in Jawa*, tamtéž, Praha 1915; — *Karststudien in Australien*, tamtéž, Praha 1916. — 7. D a v i s W. M., *The geographical cycle*, Geogr. Journal, XIV, 1899. — 8. D v o ř á k J., *Ke genezi rudických vrstev*, Čs. Kras, VI, Brno 1953; — *Příbojový reliéf tortorského moře v oblasti hranického devonu*, Rukopis, Brno 1951; — S l e z á k L., *Jeskyně v oblasti hranického devonu*, Čs. Kras, VI, Brno 1953. — 9. G ö t z i n g e r G., *Morphogenetische Beobachtungen am Nordfuss des Reichensteiner Gebirges (im westlichen Schlesien)*, Mitteil. d. Geogr. Gesellschaft in Wien, LVIII, 1915; — *Erläuterungen zur geologischen Karte des Reichensteiner Gebirges, des Nesselkoppenkammes und des Neissevorlandes*, Geol. Bundesanstalt in Wien, 1931. — 10. G r u n d A., *Der geographische Zyklus im Karst*, Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde, Berlin 1914.
11. H a s s i n g e r H., *Die mährische Pforte und ihre benachbarten Landschaften*, Abhandl. d. geogr. Gesellsch. in Wien, XI/2, Wien 1914. — 12. C h a b o t G., *Rapport sur le vocabulaire karstique*, Rep. of the Comm. on Karst Phenom. IGU, XVIII-th Int. Geogr. Congr. Rio de Janeiro 1956, New York 1956. — 13. J e s s e n O., *Tertiärklima und Mittelgebirgsmorphologie*, Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde zu Berlin, H. 1/2, 1938. — 14. K e m é n y A., *Geomorfologické pomery planiny Koniár*, Rukopis, archiv Zem. úst. přír. fsk. Komenského university, Bratislava 1959. — 15. K e t t n e r R., *Morfologický vývoj Moravského krasu a jeho*

okolí, Čs. Kras, XII, Praha 1959. — 16. King L. C., *A theory of bornhardts*, The Geogr. Journal, CXII, 1—2, London 1949. — 17. Klauer W., *Karstkegel, Karst-Inselberg und Poljeboden am Beispiel des Jezeropoljes*, Petermanns Geogr. Mitteil., 101, Gotha 1957. — 18. Klement F., *Morphologische Untersuchungen im Altvater-Gebirge*, Firgenwald, I, Reichenberg 1928. — 19. Klimaszewski M., *Nowe poglądy na rozwój rzeźby krasowej*, Przegląd geograficzny, XXX, Warszawa 1958. — 20. Kodým O., *O genezi hranického krasu*, Čas. pro miner. a geol., V, Praha 1960.

21. Köppen W. — Wegener A., *Die Klimate der geologischen Vorzeit*, Berlin 1914, *Ergänzungen und Berichtigungen*, Berlin 1940. — 22. Krejčí J., *Příspěvek k otázce abrasních teras ve Žďánském lese*, Spisy přírodověd. fak. Masarykovy univers. v Brně, 139, Brno 1931; — *Příspěvek k otázce předmiocenního reliéfu v brněnském okolí*, Sborník Čs. spol. zeměpisné, LVII, Praha 1953; — *K otázce existence krasového cyklu*, Sborník Čs. spol. zeměpisné, LXV, Praha 1960. — 23. Kunský J., *Kras a jeskyně*, Praha 1950. — 24. Lasserre G., *Notes sur le karst de la Guadeloupe*, Erdkunde, VIII, Bonn 1954. — 25. Lehmann H., *Karstentwicklung in den Tropen*, Die Umschau in Wiss. u. Technik, Frankfurt a. M. 1953; — *Der tropische Kegelkarst auf den Grossen Antillen*, Erdkunde, XVIII, Bonn 1954; — *Der Einfluss des Klimas auf die morphologische Entwicklung des Karstes*, Rep. of the Comm. on Karst Phenom. IGU, XVIII-th Int. Geogr. Congr. Rio de Janeiro 1956, New York 1956; — *Studien über die Poljen in den Venezianischen Voralpen und im Hochapennin*, Erdkunde, XIII, Bonn 1959; — Krömmelbein K. — Lötschert W., *Karstmorphologische, geologische und botanische Studien in der Sierra de Los Organos auf Cuba*, Erdkunde, X, Bonn 1956. — 26. Louis H., *Die Entstehung der Poljen und ihre Stellung in der Karstabtragung*, Erdkunde, X, Bonn 1956; — *Das Problem der Karstniveaus*, Rep. of the Comm. on Karst Phenom. IGU, XVIII-th Int. Geogr. Congr., Rio de Janeiro 1956, New York 1956; — *Rumpfflächenproblem, Erosionszyklus und Klimageomorphologie*, Geomorphologische Studien, Erg. H. No. 262 zu Peterm. geogr. Mitteil., Gotha 1957. — 27. Lukniš M., *Poznámky ku geomorfologii Beckovskej brány a príslahých území*, Práce Št. geol. úst., seš. 15, Bratislava 1946; — *Príspevok k poznaniu foriem mrazového zvetrávania skál v Západných Karpatoch*, Sborník Čs. spol. zeměpis., LIX, Praha 1954; — *Mazúre, Súčasný stav a novšie výsledky geomorfologického výskumu Slovenska*, Geogr. časopis, VIII, 2—3, Bratislava 1956. — 28. Machatschek F., *Landeskunde der Sudeten und Westkarpathenländer*, Stuttgart 1927. — 29. Mikula H., *Geographische Studien im Olmützer Becken und an seinen Flanken*, Mitteil. d. Geogr. Gesellsch. in Wien, LXIX, 1926; — *Die geomorphologischen Probleme des Odergebirges*, Geograph. Jahresbericht aus Österreich, XIV—XV, Wien 1929; *Zur Paläogeographie der Böhmisches Masse*, Mitteil. d. Geogr. Gesellsch. in Wien, LXXXIV, Wien 1941. — 30. Novák V. J., *Morfologický vývoj neogenních sníženin na Moravě*, Věstn. Král. čes. spol. nauk, roč. 1924, Praha 1925.

31. Panoš V., *Neznámé krasové zjevy u Hranic*, Sborník Čs. spol. zeměpis., LX, Praha 1955; — *Sloupské údolí a jeho postavení v krasovém cyklu Moravského krasu*, Rukopis, archiv KG ČSAV v Brně, Brno 1957; — *Přehledná zpráva o výsledcích krasového výzkumu*, Inform. zpráva KG ČSAV k VIII. sjezdu čs. geografů v Opavě, Brno 1959; — *Příspěvek k poznání krasové hydrologie Severomoravského krasu*, Zprávy o geomorfologických výzkumech KG ČSAV v roce 1959, Brno 1960; — *Krasové jevy a geomorfologie okolí výsavnice v Nizkém Jeseníku*, Přírodověd. čas. slezský, XXII, 1, Opava 1961; — *Podzemní krasové vody ve vápencích jesenecko-mladečského devonu*, Geol. průzkum, 6, Praha 1961; — *Zu den Karsthydrographischen Problemen der kleinen Kalksteingebieten in Nordmähren und Schlesien*, Mitteil. d. österr. geogr. Gesellsch. in Wien, 103, H. 2, Wien 1961; — *Zpráva o podrobném geomorfologickém mapování severní části Dražanské vrchoviny a přilehlé části Hornomoravského úvalu*, Rukopis, archiv KG ČSAV v Brně, 1961; — *Teplicový kras Budinského pohorí, jeho problémy a zvláštní tvary*, Práce Brněnské základny ČSAV, XXXIII, 7, Brno 1961; — *Kvarterní krasové procesy v severní části Moravského krasu*, Anthropos, č. 14. (N. S. 6), Symposium o problémech pleistocénu, Brno 1961. — 32. Penck A., *Das unterirdische Karsthänomen*, Cvjičův sborník, Beograd 1924. — 33. Penck W., *Die morphologische Analyse, ein Kapitel der physikalischen Geologie*, Stuttgart 1924. — 34. Rathjens C., *Beobachtungen*

an hochgelegenen Poljen im südlichen Dinarischen Karst. Ein Beitrag zur Frage der Entstehung und Datierung der Poljen. Zeitschr. f. Geomorphol., N. F. 4, Göttingen 1960. — 35. Riedl H., Beiträge zur Morphologie des Gebietes der Leiser Berge und des Falckensteiner Höhenzuges, Mitteil. d. österr. geogr. Gesellsch., 102, Wien 1960. — 36. Roglić J., Korrosive Ebenen im Dinarischen Karst, Erdkunde, VII, Bonn 1954. — Das Verhältnis der Flusserosion zum Karstprozess, Zeitschr. f. Geomorph., N. F. 4, Göttingen 1960. — 37. Ryšavý P., Příspěvek k poznání krasových zjevů náhorní roviny Lažánecko-Vilemovické v Moravském krasu, Čs. Kras, VII, Brno 1954. — 38. Říkovský F., Paleopotamologický vývoj Svitavy. Sborník Stát. úst. geol. ČSR, roč. 1928—29, VIII, Praha 1929; — Příspěvek k abrasním plochám západní části Drahanské vysočiny. Sborn. Čs. spol. zeměp., XXXVI, Praha 1930; — Boskovsko, zeměpisný obraz. Boskovice 1930. — 39. Sawicki L. R., Zur Frage des geographischen Zyklus im Karst, Mitteil. d. geogr. Gesellsch. in Wien, LII, 1909. — 40. Sekanina J., K mineralogii němečických jeskyní. Čs. Kras, III, Brno 1950.

41. Schön H., Über die morphologischen Verhältnisse in der Gruppe des Hohen Schneeberges, Firgenwald, I, 1928. — 42. Schwarzbach M., Das Klima der Vorzeit. Eine Einführung in die Paläoklimatologie. Stuttgart 1950. — 43. Schütznarová-Havelková V., Nález miocenních sedimentů v údolí Punkvy východně od Blanska, Čas. pro miner. a geol., II, Praha 1957; — Výskyt miocenních sedimentů u Lažánek v Moravském krasu. Věstn. ÚÚG, XXXIII, Praha 1958; — Kras v severní části provincie Junnanu v jižní Číně, Čs. Kras, XII, Praha 1959. — 44. Skácel J., Vápence vnitřních fylitů na Bílém potoce a kras na ně vázaný, Čs. Kras, VII, Brno 1954. — 45. Smoleński J., W sprawie wieku i genezy krajobrazu Beskidów Zachodnich, Wiadomości geograficzne, XV, Kraków 1937. — 46. Stehlik O., Zpráva o podrobném geomorfologickém mapování levé části povodí Olše mezi městy Karvinou a Jablunkovem. Zpráva KG ČSAV k VIII. sjezdu čs. geogr. v Opavě, Opava 1959; — Příspěvek k poznání geomorfologie severního okraje Moravskoslezských Beskyd a jejich předpolí. Ref. ve fys. geogr. sekci VIII. sjezdu čs. geogr. v Opavě, Opava 1959. — 47. Sunartadirdja M. A. — Lehmann H., Der tropische Karst von Maros und Nord-Bone in SW-Celebes (Sulawesi), Zeitschr. f. Geomorph., Internationale Beiträge zur Karstmorphologie, Supplementb. 2, Göttingen 1960. — 48. Szafarski J., Ze studiów nad morfologią i dyfuziwm południowych stoków Tat. Prace Inst. Geogr. U. P., Kraków 1937. — 49. Szabó P. Z., Magyarországi karsztformák klimatörténeti vonatkozásai, Dunántúli Tud. Gyűjtemény, 9, Pécs 1956; — Karstic Landscape Forms in Hungary in the Light of Climate History, Extrait des Études sur les Sciences géogr. Hongr., Budapest 1960. — 50. Štelcl O., Problém krasových úrovní v severní části Moravského krasu. Zprávy o geomorf. výzkumech KG ČSAV v Brně v roce 1959, Brno 1960.

51. Vitásek F., Abrasní a říční terasy na jižní Moravě, Sborn. čs. spol. zeměp., XXXVIII, Praha 1932. — 52. Warwick G. T., Planation in Karst Regions. Rep. of the Comm. on Karst Phenom. IGU, VIII-th Int. Geogr. Congr. Rio de Janeiro 1956, New York 1956; — The effect of knick-point recession on the water-table and associated features in limestones regions with special reference to England and Wales. Z. f. Geomorph., Intern. Beiträge z. Karstmorphologie, Sb. 2, Göttingen 1960. — 53. Wilhelmy H., Klimamorphologie der Massengesteine. 1958. — 54. Wissmann H. v., Der Karst der humiden heissen und sommerheissen Gebiete Ostasiens, Erdkunde, VIII, Bonn 1954. — 55. Zapletal J., Příspěvek k otázce zdvíhu Drahanské vysočiny. Sborník Čs. spol. zeměpis., XXXVIII, 1—2, Praha 1932.

Recenzoval M. Lukniš

Владимир П а н о ш

ОСТАТКИ ИСКОПАЕМЫХ КАРТОВЫХ ФОРМ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕШСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

На холмогорье восточной части Чешской возвышенности встречаются различные по своим размерам участки карста, развитого на девонских и додевонских, местами кристаллических известняках. Некоторые формы являют черты, типичные для определенных климатоморфо-

генетических областей. Этот факт, также как наличие ископаемых продуктов выветривания и отложений, доказывает, что формы, о которых идет речь, возникли до наступления теперешнего умеренного и влажного климата. Их можно приурочить к среднему плиоцену — среднему тортону, палеогену, нижнему мелу, юре и верхней перми. Я не рассматриваю формы, образовавшиеся при умеренном влажном и при холодном влажном климате в верхнем плиоцене — нижнем плейстоцене и в верхнем плейстоцене — нижнем голоцене, как ископаемые, хотя большинство их уже отмерло.

Исследования ископаемые карстовые формы развивались в определенных этапах, ограниченных или обусловленных периодами тектонически беспокойной обстановки, мезозойскими или неогеновыми морскими и пресноводными трансгрессиями. Процессы, участвовавшие в разное время в формировании рельефа, определялись типом климата. Особенно важную роль играли тропическое выветривание (растворение), плоскостной смыв и карстовая педипленизация на уровне поверхности коры выветривания или осадочного плаща и глубинная эрозия. В зависимости от того, который их перечисленных факторов преобладал, рассматриваемые формы подразделяют на три главных группы. К первой группе относят обширные срезовые формы, различные поднятия и впадины с неясно выраженными склонами, системы полого наклоненных поверхностей. Возникали они как путем растворения (отчасти селективного) скального основания, так и в результате плоскостного смыва на уровне коры выветривания. В эту же группу включают впадины и полости покрытого карста, достигающие нередко крупных размеров. Формы второй группы образовались главным образом под действием плоскостного смыва и карстовой педипленизации в эксгумированном или частично эксгумированном скальном основании карстующихся массивов. Представлены они небольшими участками карста типа предгорных скалистых равнин (педиментов), с которых смыт покров рыхлых отложений, изолированными педиментами, карстовыми краевыми низменностями и полями, карстовыми останцами-свидетелями разного типа. Третья группа включает в себя молодые формы, развитие которых было обусловлено глубинным эрозийным и коррозионным расчленением карстового рельефа, а также современной карстовой гидрографией.

В исследованной области карстовые формы сохранились на многих местах в первоначальном виде либо под первичным покровом продуктов выветривания, либо под морскими, озерными, речными, ледниковыми или эоловыми отложениями. Среди них особенно выделяются карстовые конусы, башни и купола. Не подлежит сомнению, что большинство этих форм возникло в обстановке чрезвычайно теплого и влажного климата в результате интенсивного растворения известняков по плоскостям трещин на стыке скального основания с мощным покровом продуктов выветривания, причем особенно сильно развивались карстовые полости типа органических труб. Менее значительную роль играла карстовая педипленизация.

Ископаемые карстовые формы всех трех генетических групп возникали на разных уровнях, что было обусловлено особым характером постоянно повторявшихся в геологическом прошлом колебательных движений глыб Чешской возвышенности. Верхнетретичные уровни описываемой области соответствуют четко выраженным неогеновым уровням Западных Карпат.

К мезозойским или еще более древним формам карстового рельефа относится эксгумированное плато Моравского Карста. Его расчленяют глубокие впадины и полости типа органических труб, заполненные продуктами выветривания нижнемелового возраста, юрскими отложениями и рудами железа. Центральный участок обрамлен расположенными выше, слабо наклоненными к продольной оси площадками, которые отделяют нечетко выраженные склоны. Выше уровня центрального участка расположены поднятия с плоскими вершинами. Общий наклон пологий, к югу. На западе верхние краевые площадки сливаются с ровными поверхностями на граните брненского изверженного массива близ характерных куполовидных вершин типа низких островных гор, на востоке — с площадками на породах нижнего карбона. Наличие продуктов тропического выветривания юрских слоев на поверхности земли и в подземных полостях близ пропасти Мацоха свидетельствует о дюорском возрасте рельефа. В нижнемеловое время новое моделирование изменило рельеф: плоскостной смыв был причиной образования системы педиментов, изолированных участков педимента и базальной поверхности тропического выветривания. В верхнемеловое время плато Моравского Карста было вновь погребено — его перекрыли отложения верхнемелового моря и пресного озера. При эксгумации меловых слоев первоначальный рельеф не претерпел сколько-нибудь значительных изменений, возможно, что произошли слабые дифференциальные движения по некоторым ожившим тектоническим линиям. Подобный характер имеет большое карстовое плато в окрестностях с. Немчице к северу от Моравского Карста. В его южной части уделели мощные слои каолиново-глинистых продуктов, образовавшихся

в результате выветривания пород, по-видимому верхнемелового возраста. Под этими слоями развиты глубокие вертикальные каналы типа органных труб и горизонтальная пещера; все заполнено рудами железа характера лимонита. В окрестностях с. Вратиков близ г. Босковице на мезозойском карстовом плато возвышаются типичные островные горы и одиночные карстовые останцы. Вертикальные полости и более молодые горизонтальные пещеры заполнены кирпично-красными глинисто-каолиновыми продуктами выветривания. В карсте встречаются оруденелые участки (руды железа). Мы имеем здесь дело с эксгумированным ископаемым рельефом, который был погребен в поздней стадии своего развития — на него налегли отложения сеномана и турона. Ископаемые продукты выветривания еще не смыты с поверхности земли и достигают мощности свыше 30 м. В окрестностях г. Границе в Северной Моравии расположено ископаемое карстовое плато, приурочиваемое к мезозою или верхней перми; оно погребено вместе с первичной корой выветривания под гелльетскими и нижнетортонскими отложениями, расчленено ископаемыми краевыми полями и более молодыми погребенными каньонами. Огромные вертикальные полости типа органных труб спускаются до неизвестных глубин ниже уровня карстовых вод и современных поверхностных водотоков (Бечва).

В области Моравского Карста палеогеновый возраст приписывают некоторым каньонам и понижениям, расчленяющим эксгумированное мезозойское плато и заполняемым нижнетортонскими отложениями. Палеогеновыми считаются и крупные глубокие впадины типа органных труб, заполненные песчанисто-глинистыми пресноводными отложениями третичного возраста. Скрытые под покровом четвертичных лессовидных суглинков, они еще мало исследованы, но об их наличии можно судить по составу материала, заполняющего некоторые пещеры. В окрестностях г. Тишнов в Западной Моравии находится эксгумированное домеловое карстовое плато, расчлененное впадинами переходящими в системы пещер. Их заполняют палеогеновые продукты выветривания и миоценовые отложения со слоями железных руд. Палеогенового возраста считаются большие останцы закарстованных пород, карстовые конусы и купола близ г. Границе. В нижнетортонское время их покрыло море, и прибой отчасти изменил их формы. В области Рыхлебских гор и Жуловского холмогорья в окрестностях с. Супиковце уцелели карстовые конусы и островные горы в мраморах. Вершины карстовых конусов располагались, по-видимому, на уровне одной поверхности, наклоненной к северу, над которой возвышались карстовые островные горы. Рельеф погребен под наносами сальского, возможно и эльстерского ледника. Под ледниковыми отложениями, между карстовыми конусами, лежат валуны окрестных некарстовующихся пород, претерпевших каолиновое выветривание, глыбы мраморов, возможно и породы миоценового возраста, принесенные морским прибоем. Возвышенные части ископаемого рельефа, выступавшие из-под покрова ледниковых отложений или из-под массы льда, подверглись интенсивному морозному выветриванию. В северной части Драганской возвышенности в палеогеновое время или тотчас после тортона образовались карстовые островные горы особого типа, ограниченные тектонически возвышенные участки подстилающих девонских известняков, с которых был удален покров из выветрившихся пород нижнего карбона. В них часто встречаются пещеры.

Общее очертание сети долин северной части Моравского Карста намечилось в неогене. В период средний тортон — средний плиоцен в некоторых долинах на границе разновозрастных отложений возникли карстовые впадины, местами с останцами, называемыми „гржебаче“. Между верхним плиоценом и древнечетвертичным временем долины врезались наподобие карстовых каньонов, причем были глубоко расчленены днища краевых карстовых впадин. Углубленные части заполнили крупные гальки, пески и глины, мощность которых превосходит 50 м. Вследствие карстовой педипленизации на уровне этих выкопаний и в настоящее время продолжает развиваться краевая карстовая впадина. Можно предполагать, что непосредственно до или тотчас после нижнетортонской трансгрессии возникли некоторые воронки, пропасти, имеющие подобие труб и высоко расположенные ходы пещер. Тот же возраст имеют небольшие карстовые площадки, расчлененные наподобие башенок, с полостями типа органных труб, заполненными нижнетортонскими или нижнеплиоценовыми отложениями. В области Горноморавского увала, между г. Литовель и с. Червенка, ископаемые карстовые конусы погребены под нижнемиоценовыми и четвертичными отложениями. В этой области, как и в южной части Низкого Есеника, часто наблюдаются полости типа органных труб, заполненные продуктами латеритного выветривания. Карстовые площадки соответствуют здесь поверхностям выравнивания, образовавшейся в результате смыва в неогеновое время. К периоду средний тортон — средний плиоцен относят также возникновение небольших карстовых площадок и подземных полостей в юго-восточной части Рыхлебских гор, в северо-восточной части Грубого Есеника, в бассейне рек Морава и Бранна, в южной

части Кралицкого Снежника в Верхней Моравии. Карстовые участки являются частью характерных плоских поверхностей на некарстующемся основании.

Исследованные ископаемые карстовые формы восточной части Чешской возвышенности свидетельствуют о значительной дифференциации во времени и пространстве геоморфологического развития отдельных областей. Происходило оно в определенных циклах, обусловленных климатическими особенностями. Точнее эти циклы пока не были установлены, однако можно с уверенностью сказать, что до конца первой половины неогена развивались преимущественно сглаженные поверхности и останцы-свидетели. Глубокое эрозионное расчленение карстовых плато происходит уже до нижнего тортон. Оно возобновляется и становится очень интенсивным в верхнем плиоцене; максимума достигает в верхнем плейстоцене. На весь этот процесс несомненно оказывали влияние и климат и эндогенные силы.

Перевод со словацкого В. С. Андрусовой

Объяснение рисунков

- Рис. 1. Карстовое плато в восточной части Моравского Карста со слабо наклоненными, расположенными ступенями площадками по краям. Фото О. Барты.
- Рис. 2. „Гржебенач“ — особый вид останца в карстовой впадине у с. Стоуп в Моравском Карсте. Фото автора.
- Рис. 3. Отступающий под действием карстовой педипленизации склон в известняках краевой карстовой впадины близ с. Стоуп в Моравском Карсте. Фото О. Барты.
- Рис. 4. Эксгумированный останец карста близ с. Вратиков в окрестностях г. Босковице. Фото автора.
- Рис. 5. Карстовая башня и вертикальные полости типа органных труб близ с. Меротин в северной части Драганской возвышенности (покров сложен продуктами латеритного выветривания, плиоценовыми глинистыми песками, миндель-рисской террасой и вюрмским лессом). Фото автора.
- Рис. 6. Погребенный под ледниковыми отложениями карстовый конус в кристаллических известняках близ с. Супиков в Силезии. Фото автора.
- Рис. 7. Карстовое плато, видоизмененное морозным выветриванием, в бассейне р. Виндавки в Рыхлебских горах. Фото автора.

Vladimír P a n o š

FOSSILE DESTRUKTIONSKARSTFORMEN IM ÖSTLICHEN TEIL DES BÖHMISCHEN HOCHLANDES

In den Höhenzügen des Ostteils der Böhmisches Höhe sind kleinere und grössere Karstgebiete verstreut, die aus Devon-, Vordevon- und teilweise aus Kristallkalken gebildet werden. Die typischen Merkmale einiger ihrer Formen, welche den Formen gewisser morphogenetischer Gebiete angehören, und die Gegenwart fossiler Verwitterungen und Sedimente beweist, dass sie sich noch vor dem Beginn des jetzigen gemässigten humiden Klimas entwickelten. Chronologisch kann man sie ins mittlere Pliozän, mittlere Torton, Paläogen, in die untere Kreide, Jura und das obere Perm einreihen. Diejenigen Formen, welche sich im gemässigt humiden und kalt humiden Klima im Zeitraum des oberen Pliozäns, des älteren Pleistozän, im jüngeren Pleistozän und im älteren Holozän bildeten, betrachten wir nicht als fossile Formen, obwohl bereits der grösste Teil abgestorben ist.

Die untersuchten Karstdestruktionsformen entwickelten sich im untersuchten Gebiet in ausdrucksvollen Etappen, welche durch Zeiträume tektonischer Unruhe und mesozoischer und neogener Meeres- und Süswassertransgressionen beschränkt oder bedingt wurden. In den verschiedenen Zeiträumen beteiligten sich an ihrer Modellierung Prozesse, welche durch den Klimatypus bestimmt wurden. Die bedeutendste Rolle spielte die tiefgreifende tropische Verwitterung (Auflösung), die Flächenabtragung und die Karstpediplanation in der Höhe der

Oberfläche der Verwitterungs- oder der Sedimentardecke, und die Tiefenerosion. Der überwiegende Anteil irgendeines der erwähnten Faktoren gestattet es, die untersuchten Formen in drei Hauptgruppen einzuteilen. In der ersten Gruppe dominieren ausgedehnte geneigte Oberflächen, verschiedene Elevationen und Depressionen mit ausdruckslosen Abhängen und Systeme sanft geneigter Ebenen. Sie bildeten sich sowohl durch eine teilweise selektive Auflösung des Felsuntergrundes unter der mächtigen Verwitterungsdecke, als auch durch das Einwirken der Flächenabtragung im Niveau der Verwitterungsdecke. Zu dieser Gruppe gehören auch die häufig mächtigen Depressionen und Höhlen der Kategorie des bedeckten Karstes. Die zweite Gruppe der Formen bildete sich hauptsächlich durch die Einwirkung der Flächenabtragung und der Karstpediplanation im exhumierten oder teilweise exhumierten Felsuntergrund der Karstmassive. Sie ist durch Formen kleinerer Karstflächen vom Typ der Spül- und der isolierten Spülsedimente, von Karstrandniederungen, von Randpoljen, von Karstzeugenformen verschiedener Typen vertreten. Die dritte Gruppe, deren Entwicklung von der tiefen Erosions- und Korrosionsgliederung des Karstreliefs und von der gegenwärtig sich entwickelnden Karsthydrographie abhängig ist, bilden die übrigen, jungen Karstformen.

An vielen Orten erhielten sich im untersuchten Gebiet fossile Karstformen in ihrer ursprünglichen Gestalt unter der Decke ursprünglicher Verwitterungen oder unter Meeres-, lakustrischen, fluvialen, glazigenen und äolischen Sedimenten. Hierzu gehören vor allem die Formen der Karstkegel, der Karsttürme und der Karstkuppeln. Im untersuchten Gebiet ist es klar zu ersehen, dass der grösste Teil dieser Formen durch eine intensive Auflösung von Kalksteinen in einem extrem warmen und feuchten Klima längs der Sprungflächen bereits in der Berührungszone des Felsuntergrundes und der mächtigen Verwitterungsdecke entstand, also durch eine fortgeschrittene Entwicklung der Formen vom Typus der geologischen Orgeln. Nur der kleinere Teil entstand durch Karstpediplanation.

Alle drei genetische Gruppen der Fossilkarstformen bildeten sich in verschiedenen Niveaus, welche durch den besonderen Charakter der schwankenden Bewegungen der Schollen der Böhmisches Höhe bestimmt werden, welche sich in der geologischen Vergangenheit dauernd wiederholten. Die jungtertiären Niveaus sind den ausdrucksvollen neogenen Niveaus der Westkarpathen korrelat.

Zu den mesozoischen oder noch älteren Formen des Karstreliefs gehört das exhumierte Karstniveau des Mährischen Karstes, welches durch tiefe Depressionen und Höhlen vom Typus der geologischen Orgeln gegliedert ist und Auffüllungen von Verwitterungen unterer Kreide der Juraschichten und Fe- Erze aufweist. Das zentrale Niveau umsäumen höher gelegene, zur Längsachse mässig geneigte Niveaus, die von ausdruckslosen Hängen getrennt sind. Über die Höhe des Zentralniveaus erheben sich Elevationen mit ebenen Flächen am Gipfel. Das Ganze ist sanft nach Süden geneigt. Im Westen gehen die Randflächen in die Flächen auf dem Granit der Brünnner Eruption in der Umgebung von ausdrucksvollen Kuppenbergen vom Typus der niedrigen Inselberge über, im Osten in Flächen auf unterkarbonischen Gesteinen. Das Vorhandensein tropischer Verwitterungen der Juraschichten an der Oberfläche und in den Höhlenfüllungen in der Umgebung des Abgrundes der Macocha zeugt vom Vorjuraalter dieses Reliefs, welches in der unteren Kreide in ein System von Spülpedimenten ummodelliert wurde, sowie in isolierte Pedimente und in Basallflächen der tropischen Verwitterung. In der oberen Kreide wurde das Karstniveau des Mährischen Karstes von neuem von Sedimenten des oberen Kreidemeeres und des Süsswassersees bedeckt. Bei der Exhumation der Kreideschichten wurde jedoch das ursprüngliche Relief nicht allzusehr verändert, abgesehen von etwaigen differenzierenden Veränderungen längs einiger wiederbelebter tektonischer Linien. Einen ähnlichen Charakter hat auch das kleinere Karstniveau in der Umgebung von Nemčice nördlich des Mährischen Karstes. Im Südteil blieben starke Schichten von Kaolin- Tonverwitterungen erhalten, welche vermutlich aus den oberen Kreidesteinen stammten. Unter ihnen befinden sich tiefe geologische Orgeln und horizontale Höhlen, welche mit Fe- Erzen limonitischen Charakters angefüllt sind. In der Umgebung von Vratkov und Boskovice befindet sich ein mesozoisches Karstniveau mit typischen Inselbergen. Die vertikalen Hohlräume und die jüngeren horizontalen Höhlen sind mit ziegelroten Ton- Kaolinverwitterungen angefüllt. Der Karst ist mit Erzen durchsetzt. (Fe- Erze). Es

handelt sich um ein exhumiertes Fossilrelief, welches schon im fortgeschrittenen Entwicklungsstadium von Zenoman- und Turonsedimenten begraben wurde. Die fossilen Verwitterungen sind aus dem Relief noch nicht beseitigt und sie erreichen eine Stärke von über 30 m. In der Umgebung von Hranice in Nordmähren befindet sich ein fossiles mesozoisches oder oberpermisches Karstniveau, welches samt der ursprünglichen Verwitterungsdecke unter helvetischen und untertortonischen Sedimenten begraben ist. Es ist durch fossile Randpoljen und jüngere begrabene Cañone gegliedert. Mächtig entwickelt sind die Hohlräume der geologischen Orgeln, welche in unbekannte Tiefen bis unter den Karstwasserspiegel und unter den Spiegel der jetzigen Oberflächengewässer reichen (Bečva).

Ein paläogenes Alter haben im Gebiet des Mährischen Karstes einige Cañons und Senken, welche mit untertortonischen Sedimenten angefüllt sind. Diese zergliedern das exhumierte mesozoische Niveau. Paläogen sind auch die grossen und tiefen Depressionen des Typus der geologischen Orgeln, welche mit sandig-tonigen tertiären Süswasser-sedimenten angefüllt sind. Sie sind bisher nur wenig bekannt, da sie von einer Decke von quartären Lösslehm bedeckt sind, aber ihre Existenz wird durch die Zusammensetzung einiger Höhlenfüllungen bestätigt. In der weiteren Umgebung von Tišnov in Westmähren ist ein exhumiertes Vorkreidekarstniveau, welches durch Bohrungen zergliedert ist, die in Höhlensystemen fortschreiten. Diese werden von paläogenen Verwitterungen und miozänen Sedimenten mit Lagen von Fe-Erzen angefüllt. Paläogenen Alters sind auch die grossen Kegelkarste und die Karstkuppeln im Karst bei Hranice, welche durch die Brandung des untertortonischen Meeres überflutet und teilweise ummodelliert wurden. Im Gebiet der Rychleber Berge und des Hügellandes von Zúlov in der Umgebung von Supikove erhielten sich Karstkegel und Karstinselberge in Marmor. Die Gipfel der Karstkegel haben sichtlich eine einheitliche Ebene, die nach Norden hin geneigt ist. Über diese Ebene erheben sich Karstinselberge. Das Relief ist unter den Aufschüttungen von salischen und vielleicht von Hallstattgletschern begraben. Unter den glaziogenen Sedimenten liegen zwischen Karstkegeln kaolinitisch verwitterte Geröllblöcke der umliegenden nicht karstigen Gesteine und Marmorblöcke, vielleicht miozäne Brandungssedimente. Die Erhebungen dieses Fossilreliefs, welche über die glaziogene Decke oder über die eigene Gletschermasse herausragten, sind von der pleistozänen Kongelifraktion intensiv ummodelliert. Im Nordteil des Hochlandes von Drahan sind die Karstinselberge des besonderen Typus, die tektonisch beschränkten Erhebungen der devonischen Unterlagenkalksteine, welche von ihrer Verwitterungsdecke von zerfallenen Unterkarbonegesteinen entblösst wurden, paläogenen beziehungsweise knapp posttortonischen Alters. Es befinden sich in ihnen zahlreiche Höhlensplitter.

Neogenen Alters sind die Grundformen des Talnetzes des Nordteiles des Mährischen Karstes. Zur Zeit des mittleren Torton und des mittleren Pliozäns bildeten sich an der geologischen Grenze aus einigen Tälern Karstrandniederungen, teilweise mit Erhebungen, welche Kämme genannt wurden. Vom oberen Pliozän bis zum älteren Quartär wurden die Täler zu Karstcañons vertieft, wobei auch die Böden der Karstrandniederungen tief zerschnitten wurden. Die vertieften Teile wurden von über 50 m mächtigen Schichten von Kiesen, Sanden und Tonen bedeckt. Auf dem Niveau dieser Auffüllungen schreitet bisher die Entwicklung der Karstrandebene durch das Einwirken der Karstpediplanation fort. In den Zeitraum knapp vor oder knapp nach der untertortonischen Transgression kann man auch den Beginn einiger Bohrungen, Kaminabgründe und tunnelförmiger, hochgelegener Höhlensplitter verlegen. Gleichen Alters sind im Nordteil des Drahaner Hochlandes kleinere Karstniveaus, welche durch Karsttürme und Höhlungen der geologischen Orgeln gegliedert sind. Sie werden von untertortonischen oder unterpliozänen Sedimenten angefüllt. Der fossile Kegelkarst ist in der Gegend der Olmützer Bucht zwischen Litovel und Červenka unter unterpliozänen und quartären Auffüllungen begraben. In dieser Gegend und im Südteil des Nizký Jeseník (Niederer Gesenke) gibt es zahlreiche Bildungen von Typus der geologischen Orgeln, welche mit Lateritverwitterungen angefüllt sind. In dieser Gegend stimmen die Niveaus der Karstformen mit den Niveaus der neogenen Spülnivellierungen überein. In den Zeitraum des mittleren Torton und des mittleren Pliozäns gehört ebenfalls das Entstehen von kleineren Karstniveaus und von Höhlensplittern im Südostteil der Rychleber Berge, im Nordostteil des Hrubý Jeseník im Einzugsgebiet der March und der Branná und im Südteil des Králický Sněžník (Grulicher

Schneeberg) an der oberen March. Die Karstniveaus bilden einen Bestandteil von ausdrucks-vollen Niveaus auf dem umliegenden nichtkarstigen Untergrund.

Die untersuchten fossilen Destruktionskarstformen des Ostteils der Böhmisches Höhe zeigen von einer grossen räumlichen und zeitlichen Differenzierung der geomorphologischen Entwick-lung in den einzelnen Gebieten. Ihre Entwicklung spielte sich in einzelnen Zyklen ab, welche klimatisch bedingt waren. Dieser Zyklus kann jedoch vorläufig nicht genau definiert werden. Sicher ist vorläufig nur das, dass bis zum Ende der ersten Hälfte des Neogens im untersuchten Gebiet die Entwicklung von Bruchflächen und Zeugenformen überwiegt. Schon vor dem unteren Torton machte sich auch die tiefe Erosionsgliederung dieser Karstniveaus bemerkbar, welche sich dann sehr intensiv im oberen Pliozän erneuert und seinen Höhepunkt im jün-geren Pleistozän erreicht. Dieser Verlauf muss also sowohl vom Klima als auch von endo-genen Kräften beeinflusst werden.

Aus dem Tschechischen übersetzt von R. Lindner

Erklärung zu den Abbildungen

- Abb. 1. Karstniveau im Nordteil des Mährischen Karstes mit einer Stufung von sanft geneig-ten Randflächen. Foto O. Bárta.
- Abb. 2. Hřebenáč — eine besondere Art vom Karstkegel in der Karstrandebene bei Sloup im Mährischen Karst. Foto vom Verfasser.
- Abb. 3. Durch die Einwirkung der Karstpediplanation zurücktretender Kalksteinhang der Karstrandebene bei Sloup im Mährischen Karst. Foto O. Bárta.
- Abb. 4. Exhumierter Karstkegel im Karstgebiet bei Vratikov in der Umgebung von Bosko-vice. Foto vom Verfasser.
- Abb. 5. Karsttürme und Karstorgeln bei Měrotín im Nordteil des Hügellandes von Drahaný (die Decke hilden Lateritverwitterungen, pliozäne Tonsande, Mindel-Rissterrasse und Würmlöss). Foto vom Verfasser.
- Abb. 6. Karstkegel, der unter den glazigenen Sedimenten in den Kristallkalksteinen bei Su-pítkovce in Schlesien begraben ist. Foto vom Verfasser.
- Abb. 7. Karstniveau im Einzugsgebiet der Vidnavka im Reichensteiner Gebirge, durch Kryo-planation ummodelliert. Foto vom Verfasser.