

MILAN MATULA

STOPY PERIGLACIÁLNEJ KLÍMY V OBLASTI JUŽNÉHO ÚPÄTIA MALÝCH KARPÁT

(Obr. 26 v texte, tab. XV—XVII, príloha 3 a nemecké resumé)

V rámci výskumných prác, ktorými sa majú podrobne objasniť inžiniersko-geologické podmienky výstavby dunajských vodných diel v oblasti devínskej brány, museli sme sa zaoberať aj niektorými problémami vývoja tohto zložitého úseku údolia Dunaja v najmladšom geologickom období. Pritom sme sa presvedčili, že dosiaľ zďaleka nedocenenú úlohu pri formovaní reliéfu tejto oblasti mali geomorfologické procesy periglaciálnych období. Pretože stopy týchto procesov v tejto oblasti sa dosiaľ (s výnimkou práce M. Lukníša) neštudovali, chcem tu hovoriť o niektorých získaných poznatkoch.

Dunaj, opúšťajúci mocnými neogénnymi útvarmi vyplnenú Viedenskú panvu, musí prekonávať pred vplynutím do podobnej komárňanskej panvy v úseku od Devína po Bratislavu významnú prekážku v podobe masívu Karpát. Tento masívny prah je medzi obidvoma neogénnymi panvami voči nim neprestajne tektonicky relatívne vyzdvihovaný. Dosvedčujú to nielen vzájomné vzťahy predkvartérnych útvarov, o mladých tektonických pohyboch svedčia do značných výšok vystupujúce zvyšky riečnych terás na obidvoch svahoch údolia (Hromádka 1929, Koutek—Zoubek 1936, Szádeczky-Kardoss 1938), výsledky geofyzikálnych meraní, záznamy o zemetraseniach z historickej doby, rozdiely v presných výškových meraniach v priebehu niekoľkých desiatok rokov (Čepk 1938), ako aj celý rad iných príznakov.

Je pochopiteľné, že takýto tektonický režim sa musel významne prejavíť aj v geomorfologických procesoch, ktoré dávali dnešný tvar údoliu i jeho lemujúcim karpatským masívom. Nebolo by však iste správne preceňovať tieto tektonické dispozície geomorfologického vývoja na úkor iných významných činiteľov — klimatických.

Už veľký rad autorov dokázal, akým rozhodujúcim činiteľom nielen pri formovaní reliéfu, ale aj vlastností starších hornín do značnej hĺbky povrchu, boli práve klimatické pomery v období pleistocénu. Všeobecne známu skutočnosť, že i skú-

mané územie patrilo v ľadových dobách k periglaciálnej oblasti, ktorá v šírke 200—300 km lemovala veľký kontinentálny ľadovec, netreba osobitne dokazovať. Aj keď stopy fyzikálno-geologických procesov, charakteristických pre periglaciálne podnebie, neboli študované priamo v nami skúmanom území, na základe r e g i o n á l n y c h zákonitostí mnohí bádatelia zahrňovali i túto oblasť do periglaciálneho pásma. Tak napr. B ü d e l (1939) na svojej mape klimatických zón Európy z obdobia würmského zaľadnenia predpokladá na tomto území oblasť periglaciálnych tundier. Na základe údajov z príslušných oblastí udáva P o s e r (1947) dokonca hĺbky letnej regelácie v našom území hodnotami 150 až 200 cm. Naše pozorovania však ukazujú, že tieto hĺbky sú značne väčšie.

Cenné konkrétne dôkazy existencie večnej mrzloty a s ňou spojených kryoturbačných javov uvádzajú z oblasti Moravského poľa F i n k—M a j d a n (1954), F i n k (1955a, b), K ü p p e r (1955) a i. Starostlivé štúdium týchto javov použili najmä pri spresňovaní otázok vývoja a veku dunajských terás. Z oblasti Malej dunajskej nížiny uvádza niekoľko prípadov periglaciálnych javov S z á d e c z k y-K a r d o s s (1938).

Prvé konkrétne pozorovania periglaciálnych procesov v oblasti južnej časti Malých Karpát urobil v údolí potoka Vydrice (ľavostranný prítok Dunaja) L u k n i š (1955), ktorý tu zistil v rade odkrytov stopy periglaciálu v mocných sutinách, nahromadených za účasti intenzívnej kongelifrakcie a soliflukcie, príklady kongeliflukčných a involučných štruktúr, poukazujúcich na periglaciálny pôvod mohutných kužeľov pri ústí rozľahlých úvalín (Dellen), mrazových klinov a pod.; na základe týchto došiel k záveru, že pleistocénna klíma bola veľmi dôležitým činiteľom pri vytváraní reliéfu doliny Vydrice a príslušného územia.

Aj výsledky našich pozorovaní toto plne potvrdzujú a charakter geomorfologických procesov počas periglaciálnej klímy bližšie dokresľujú.

Prenikavé účinky procesov, ktoré sa v niválnej klíme periglaciálnej oblasti pravidelne opakujú pri hlbokom premrzaní a rozmrzaní pôdy (regelácii)¹, sú v priamej závislosti okrem iného na povahe hornín a morfológii terénu. Na svahoch hôr, kde pod minimálnou pokrývkou zvetralín vystupuje s k a l n ý p o d k l a d, stretávame sa predovšetkým so stopami hlbokého mechanického zvetrávania, rozrušovania kompaktných skalných hornín intenzívnym rozpúšťaním, pohybom množstva skalných úlomkov veľmi rozličnej veľkosti po svahu, často nadobúdajúceho charakter soliflukčných pohybov, pri ktorých sa premiestňujú do značných vzdialeností úlomky a bloky skál i po veľmi plochých svahoch. Súčasne sa tu stretávame s výraznými mrazovými klinmi v skalnom podklade, vyplnenými materiálom pokrývných útvarov. V územiach, kde skalný podklad je zakrytý mocnými vrstvami p o k r y v n ý c h ú t v a r o v (najmä

¹ Pri používaní kryopedologických názvov snažíme sa prispôsobiť štúdiu J. S e k y r u (1956), ktorej poslaním je vniesť určitú jednotnosť do terminológie tohto mladého odboru v našej literatúre.

alúvií, väčších náplavových kuželov, eolických sedimentov a pod.), stretávame sa zas popri charakteristických mrazových klinoch s veľmi pestrými formami pretvorenia týchto útvarov, v ktorých dochádzalo v dôsledku objemových zmien pri striedavom zamŕzaní a rozmŕzaní k pohybu jednotlivých častíc „na mieste“ (zvírené pôdy) i vo smere sklonov svahov cestou kongeliflukcie. Charakter takto vzniknutých foriem prezrádza spravidla existenciu večnej mrzloty a umožňuje usudzovať tiež o hĺbkach aktívnej zóny (denného i sezónneho rozmŕzania povrchových častí mrzloty).

Bližším štúdiom južných svahov malokarpatského masívu pomocou ručného sondovania v pokryvných útvaroch a pozorného štúdia prirodzených i umelých odkryvov podarilo sa nám zistiť isté zaujímavé súvislosti týchto periglaciálnych mrazových procesov s litologickým charakterom podkladu, jeho tektonickým porušením i s geomorfologickými pomermi.

V tomto mladom pohorí, vytvorenom mladými tektonickými dvíhajúcimi pohybmi, horniny skalného podkladu nie sú zväčša zakryté (najmä vo vyšších častiach svahov) mocnejšími pokryvnými útvarmi; samy horniny sú intenzívne tektonicky rozpukané a prestúpené významnými poruchovými líniami. Tieto okolnosti veľmi napomáhali pri periglaciálnej deštrukcii hornín k ongelifrakcii (Frostsprenzung, Frostsplitting, makrogelivácia), pri ktorej horniny boli ďalej rozrušované trhacími účinkami ľadu. Pri zamŕzaní vody v drobných puklinách i póroch skalných hornín vznikali veľké sily, ktoré podľa Tricarta dosahujú v prírode spravidla priemernú hodnotu 14 atmosfér. Malokarpatské granitoidné horniny sa takto postupne drobili na bloky a úlomky o veľkosti od 80—100 cm až do 5—10 cm; pritom v miestach zvlášť intenzívne prebiehajúcej regelácie sa horniny rozpadali až na úplne drobnú drvinu.

Takto kongelifrakcia bola hlavným činiteľom, ktorý pripravoval veľké masy hornín na svahové pohyby; k týmto dochádzalo jednak pri dennom rozmŕzaní za spolupôsobenia ihlovitého ľadu (pipkrake, Kammeis), no hlavne v období letného rozmŕzania, kedy po zamrznutom podloží dostávali sa do pohybu vodou presýtené sutiny, strhávajúce sa sebou tiež uvoľnené bloky skalného podkladu značných rozmerov. Tieto bloky a balvany ostávali miestami na plochých svahoch, kde ich dnes nachádzame vo forme kamenných morí a prúdov aj v našom teréne.

Väčšia časť materiálu, pohybujúceho sa v pastovitom až kašovitom stave z bočných svahov, dostávala sa touto svahovou soliflukciou (Hangsolifluktion, Klinotrope — solifluktion) do už predtým erozívne vytvorených terénnych rýh a údolíčok; tieto vyplňovala mocnými vrstvami veľmi nehomogénneho materiálu a nimi ďalej postupovala k nižším polohám. Stopy týchto procesov vidno tu dnes v mocných úvalinách (Dellen) so zaoblenými konkávnymi svahmi a muldovitým širokým dnom, vyplneným mocnými vrstvami sutín. Väčšina z týchto úvalín nemá nijaké stopy fluvialnych erózných tvarov a je dnes

iba slabo premodelovaná svahovým splachovaním. Úvaliny sa pripájajú zo strán na údolia dnešných potokov, ktoré v mnohých prípadoch pri svojom prameništi nadväzujú tiež na nejakú väčšiu úvalinu a sú akýmsi jej pokračovaním. Zloženie soliflukciou odvečeneného materiálu môžeme dobre pozorovať práve v brehoch týchto mladých potokov, ktoré i napriek energetickej hĺbkovej erózii sa ani dnes nedostali cez soliflukčné masy až na skalný podklad. Naše pozorovania v tomto smere plne súhlasia so zisteniniami B ü d e l a (1944) z periglaciálnych oblastí nemeckého Stredohoria, kde sledoval prechod soliflukčného materiálu z úvalín do potokov a riek (rôznych glaciálnych období), jeho premenu na veľké masy štrku, čo viedlo k periglaciálnemu zaštrkovaniu (Aufschotterung) riečnych údolí.

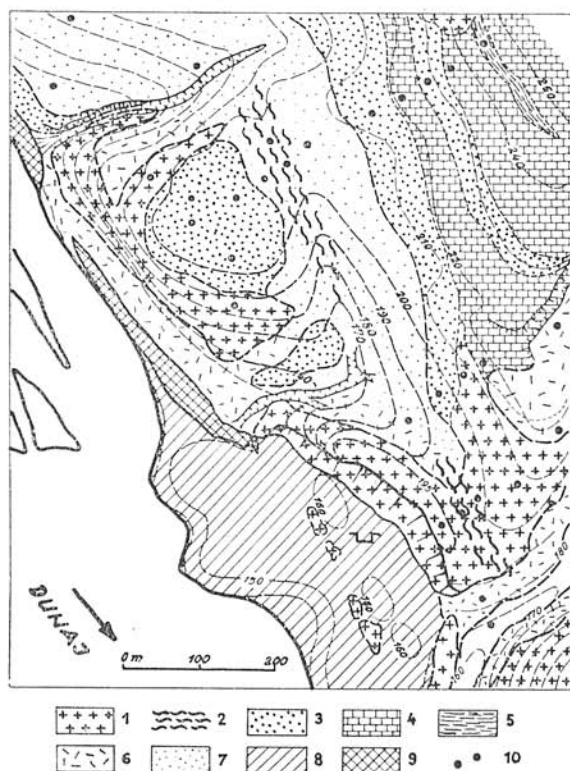
Počas terénneho výskumu, pri ktorom sme venovali vzhľadom na jeho poslanie (výstavba vodných diel) veľkú pozornosť štúdiu tektoniky (porušenosť skalného podkladu, seizmicita atď.), nemohla uniknúť našej pozornosti pozoruhodná súvislosť medzi rozšírením a priebehom úvalín a líniami významnejších tektonických porúch kryštallického masívu, ktorú zistil aj L u k n i š (1954) pri štúdiu údolia Vydrice.

Rozvoj najintenzívnejšieho mechanického (mrazového) zvetrávania v horninách silne tektonicky porušených je celkom pochopiteľným zjavom, pretože intenzita kongelifrakcie i soliflukcie priamo závisí okrem klimatických činiteľov aj od množstva vody v horninách a od ich mechanickej pevnosti. Nerozhoduje teda iba stupeň puklinovosti, ale aj charakter puklín, ich hustota a stupeň naplnenia vodou. Zďaleka nepôsobí tak silnými účinkami puklinový ľad v širokých puklinách, len čiastočne vyplnených vodou, ako v hornine, prestúpenej hustou sieťou úzkych pukliniek, plne nasýtených, kde ľad nemá možnosť nikam sa rozširovať, iba ak cestou trhania skaly. Takéto podmienky sú práve v blízkosti poruchových línií a predovšetkým v mylonitizovaných pásmach, ľahko sa nasycujúcich vodou a vyznačujúcich sa minimálnou pevnosťou hornín; pekný príklad vývoja úvalín cestou soliflukcie na mylonitizovanom pásme ukazuje obr. 26, kde vznik výrazných muldovitých depresíí, paralelne prebiehajúcich v úplnej blízkosti hlavného svahu údolia Dunaja, je ťažko možné aj ináč vysvetliť.

Z tzv. drobných foriem periglaciálnych javov treba uviesť m r a z o v é k l i n y a k a p s y v skalnom podklade; najkrajšie z nich, hlboké vyše 2 m v podklade „lafranconskej“ terasy, opisuje L u k n i š (1955) a z ich povahy usudzuje, že v období ich vzniku (riss až würm?) dochádzalo k rozmŕzaniu do hĺbky asi 4 m.

Zakiaľ sa v území s vystupujúcim skalným podkladom pri niválnej klíme v periglaciálnych obdobiach rozvíjala hlavne kongelifrakcia a svahová soliflukcia, ktoré mali rozhodujúcu úlohu pri premodelovávaní reliéfu Malých Karpát (kryoplanácia), v priľahlých oblastiach rozšírenia p o k r y v n ý c h ú t v a r o v

sa stretávajú so svedkami dávnych dôb ľadových v iných fosilných formách. Najvýznamnejšími z nich sú popri výrazných mrazových klinoch najmä mrazové kapsy a hrnce (Taschenböden, Brodeltöpfe, Brodelkessel), načechrané a zvířené pôdy (Würgeböden, kryoturbate Böden, involúcie), ktorých vznik je viazaný na existenciu večnej mrzloty.



Obr. 26. 1 — žuly, 2 — mylonitizované žuly, 3 — tortónske piesky, 4 — tortónske vápence (lito-tamnie), 5 — tortónske a slienité íly, 6 — kamenito-hlinité delúvium, 7 — hlinito-piesčité delúvium, 8 — haľda kameňolomu, 9 — násypy cestného telesa, 10 — zarážané sondy.

Periglaciálne involučné štruktúry uvádza Lukniš (1955) z odkryvov v pleistocénnych sutinových kužloch (materiál privlečený soliflukciou, splavený i naviaty) údolia Vydrice. Pekné zvyšky mrazových hrncov a káps sme ustálili v odkryve terasy bratislavského Gottwaldovho námestia (tab. XV, obr. 1); obdobné formy boli zistené aj pri výkope mnohých nových stavebných jám v Bratislave.

No, úplne klasický profil s kryoturbovanými sedimentami sme v júli 1956 študovali v stene hliníka tehelne v Devínskej Novej Vsi.

Pre ťažbu tortónskych téglov bolo treba tu odkryť asi 6,5 m mocnú skrývku, ktorú tvoria náplavy terasy rieky Moravy. Povrch téglov dosahuje úroveň asi 160 m n. m., povrch terénu 166,5 až 167 m n. m. Vrstva štrkov je viac-menej jednotná, má niekoľko vložiek jemne až strednozrnných pieskov a pieskov siltových maximálnej mocnosti 0,4—0,5 m. Štrkovú vrstvu zakrýva asi 0,4 m mocný horizont humusovitej, veľmi jemne piesčitej hliny (príl. 3).

V profile terasy, 145 m dlhom (v smere SZ—JV) vidíme celú sériu mrazových klinov v rôznych štádiách vývoja, prechádzajúcich až do rozličných komplikovaných hroznovitých foriem, rozšírených kryoturbačnými procesmi na mrazové hrnce a až na akési vaňovité formy, vyplnené kongeliflukčným materiálom (príl. 3).

M r a z o v é k l i n y, nezdeformované vírivým pohybom zemín pri regulácii, sú najmä v sz. časti profilu (príloha 3 a tab. XVI). Dosahujú menšie hĺbky 1—1,5 m, vyplnené sú jemným piesčitým až hlinito-piesčitým materiálom. Vznikli asi z mrazových trhlín vytvorených pri veľmi nízkych teplotách, ktoré sa neskôršie rozširovali tlakovými účinkami namrzajúceho ľadu. Výplň do nich vnikala z pôvodnej piesčito-sprašovej vrstvy, ktorá bola neskôr takmer úplne odstránená.

V dokumentovanom odkryve je nápadné, že od jeho sz. časti na JV sa zvyšuje intenzita deformovania pôvodne uložených náplavov. Na začiatku profilu sme našli iba nie veľmi hlboké mrazové klíny, pod nimi ostali štrky i tenké vložky pieskov neporušené. V ďalšej časti profilu sú klíny čoraz hlbšie, nepravidelnejších tvarov, hroznovité, zdvojené, cibulovité sa na spodu rozširujúce atď. Vložky pieskov v štrkoch sú intenzívne a nepravidelne zvlnené, štrky v blízkosti klinov a mrazových váčkov sú silne stlačené a celok poskytuje pekný príklad i n v o l ú c i í, t. j. deformácie zvrstveného nehomogénneho materiálu v dôsledku nerovnomernosti premŕzania jednotlivých druhov hornín v zóne regulácie a z toho vyplývajúcich diferencií v objemových zmenách a tlakoch pri zamŕzaní.

Pri vysvetľovaní mechanizmu vzniku vírivých pohybov (kryoturbácií) musíme naviazať na známe vlastnosti, ktorými sa vyznačujú jemnozrnné sedimenty, schopnosť udržiavať si zvýšenú vlhkosť, s tým súvisiacu veľkú náklonnosť k premŕzaniu za súčasného veľkého zvyšovania objemu vďaka ďalšiemu zväčšovaniu obsahu vody cestou kapilárneho vztlínania. Medzi takéto „n a m ŕ z a v é“ z e m i n y patria jemné piesky so značným obsahom prachových (siltových) častíc, ktoré tvoria vložky v štrkoch, i výplň v mrazových klinoch nášho profilu.

Po období krátkeho leta, kedy došlo k rozmrznutiu pôdy do určitej hĺbky (Auftautiefe), s príchodom zimného obdobia dochádzalo k opätovnému zamŕzaniu tejto najvrchnejšej časti večnej mrzloty (dejetelnyj sloj, mollisoll). Zamŕzanie postupovalo od povrchu terénu do hĺbky nerovnomerne, v silne prevlhčených jemných zeminách (najmä vo výplni mrazových klinov) oveľa rýchlejšie než v štrkoch. Vďaka vyššiemu obsahu vody namŕzavé hlinité (siltové)

piesky rýchlo zväčšovali svoj objem a pôsobili značnými tlakmi najprv na svoje nadložie, s tendenciou naddvihovať ho. Keď pri povrchu terénu už vznikla dostatočne tuhá vrstva zmrznutej pôdy, tlaky rýchlo namfzajúcich jemných zemín nemohli už spôsobovať pohyb pôdy ani nahor ani nadol (pevný povrch večnej mrzloty), ale len do strán — cestou najmenšieho odporu zo strany zatiaľ nezmrznutých štrkov. Dôkazom týchto pohybov materiálu do strán sú silne stlačené štrky v okolí mrazových foriem, ktoré sa rozširujú vo svojich stredných a spodných častiach (príl. 3). Pri opakovaní týchto procesov dochádzalo k nepravidelným pohybom jednotlivých zŕn zemín, ktoré boli striedavými tlakmi rôznych smerov akoby premiesené. Zvlášť veľkým tlakom boli podrobené štrky, nachádzajúce sa medzi dvoma blízko seba sa vyskytujúcimi mrazovými kapsovitými klinmi alebo mrazovými hrncami (pozri profil v dĺžke 33—37 m, alebo 78—84 m).

V pôvodne približne horizontálne uložených piesčitých vložkách štrkov dochádzalo k podobným objemovým zmenám, ktorými boli tieto silne deformované, popretŕhané, vtlačené do nespevnených štrkov a pod. (pozri napr. profil v dĺžke 65—95 m).

Najväčšiu intenzitu dosiahli tieto mrazové deformácie v jv. časti profilu, kde sme našli skoro 4 a pol m hlboký a 6 m široký m r a z o v ý k o t o l (príl. 3, tab. XVII, obr. 1, 2), vo výplni ktorého možno pozorovať tak stopy vírivého (krúživého) pohybu častíc, ako aj kongeliflukčný pohyb výplne ako celku vo smere mierneho svahu (v profile k pozorovateľovi). Valúny po stranách mrazového kotla sú silne stlačené, postavené „na hranu“, najväčšie deformácie vykazujú aj piesčité vložky v štrkoch. Výplň kotla, s výnimkou vrstvy siltových pieskov lemujuúcich jeho vnútorný obvod (príl. 3, [10]), tvorí úplne neusporiadaný materiál, kde v silne prehnetených pieskoch sú nepravidelne rozptýlené jednotlivé valúny i celé „hniezda“ štrku.

Stupňovanie intenzity rozvoja mrazových deformácií v skúmanom profile od SZ k JV dávame do priamej súvislosti so zvyšovaním množstva a zväčšovania objemu jemnozrnných vložiek v štrkoch.

Pokiaľ ide o stanovenie veku mrazových foriem v uvedenom odkryve, narážame na najväčšiu ťažkosť v tom, že až dosiaľ nie je presvedčivo dokázaný ani vek samej moravskej terasy (rel. výška asi 27/20). Pokládame ju na základe porovnania relatívnych výšok s terasami vo vyššom toku Moravy (M o h r 1942, 1943) a s terasami Dunaja (K ü p p e r 1955, F i n k — M a j d a n 1954, i naše nové štúdie terás v dunajskom prielome od Devína po Bratislavu) za risskú, zodpovedajúcu vyšším terasám západne od Seyringu. Domnievame sa, že mrazové javy v nej nevznikli naraz, ale že máme pred sebou výsledky procesov, ktoré sa o p a k o v a l i v o v i a c e r ý c h š t a d i á l o c h o d R I I. Povrch terasy bol pritom premodelovávaný soli-flukciou (pozri aj vrstvičky štrku nad klinmi a vačkami vyplnenými piesčitým materiálom) i odnosom jemného materiálu

z povrchových vrstiev vetrom, (k čomu je v danom mieste najvýhodnejšia expozícia). Dnešná skoro homogénna pokryvná vrstva humusovitých silne hlinitých (prachových) jemných pieskov, od podkladu oddelených ostrým rozhraním, je zvyšok mladších (WII) piesčitých spraší.

Vznik opísaných mrazových foriem dokazuje, že i v najmladších dobách ľadových (riss, würm) jestvovala tu večná mrzlota a podmienky tundrových oblastí. Z opísaného odkryvu možno usudzovať, že hĺbka jej aktívnej (regelačnej) vrstvy dosahovala tu asi 4—5 m.

Štúdium periglaciálnych javov, ako stôp obdobia, kedy povrch našej krajiny prekonával prenikavé a rozhodujúce zmeny, nie je užitočné a dôležité iba pre vysvetľovanie vývoja dnešného reliéfu. Jeho výsledky možno plne využívať aj v stratigrafii kvartéru, pri skúmaní mladej tektoniky a v neposlednom rade má veľmi praktický význam aj v inžinierskej geológii.

Čoraz viac si uvedomujeme, že reliéf dnešnej krajiny sa vytvoril takmer úplne v pleistocéne a po ňom zaznamenáva iba nepatrné zmeny. V pleistocéne to boli v našich nezaladených oblastiach práve obdobia glaciálov s prevládajúcim mechanickým (mrazovým) zvetrávaním, ktoré zasiahli hlboko do najvrchnejšej časti zemskej kôry, aby pripravili veľké masy hornín na odnos a na akumuláciu. V tejto súvislosti treba vysoko hodnotiť najmä práce *Soergela* (1921), *Büdela* (1944) a i., ktorí túto skutočnosť zdôraznili a zniesli veľa dôkazového materiálu o vzniku mohutných svahových sutín a štrkových výplní riečnych údolí v období periglaciálov.

V súhlase s ich názormi a aj v súlade s výsledkami bádania mnohých rakúskych geológov, považujeme mocné štrkové polohy riečnych terás v devínskej bráne zväčša za produkt intenzívneho periglaciálneho zaštrkovania údolia. Terasové stupne vznikli potom najmä v dôsledku interglaciálnej (interstadiálnej) hlbkovej erózie; nevylučujeme spolupôsobenie mladých tektonických pohybov, no je isté, že nehrali pri vytváraní dunajských terás v devínskej bráne tak výlučnú úlohu, ako sa dosiaľ často myslelo; v štúdiu tejto otázky budeme pokračovať.

Aj štrky terajšej údolnej terasy nemožno považovať za holocénné (ako napr. *Koutek—Zoubek* 1936 a i.), ale za würmské, čo okrem paleontologických nálezov (*Küpper* 1955) dokazuje práve výskyt kryoturbačných zjavov v štrkoch tejto (Práterskej) terasy v oblasti Moravského poľa (*Fink* 1955a).

Štúdium charakteru periglaciálnej svahovej modelácie i hlbokého porušenia skalného podkladu má mimoriadne veľký význam v inžinierskej geológii, ako to veľmi správne zdôraznili a doložili *Záruba* (1944), *Zd. Roth* (1954), *V. Roth* (1949) a rad ďalších autorov. V našej oblasti, najmä pri výstavbe Bratislavy, stretávame sa hlavne s porušením základových pôd hlbokými puklinami, rozšírenými účinkami premrzania, s nakyprením hlboko zvetraného skalného podkladu, s prípadmi mrazových klinov a káps v terasových štrkoch a pod.; všetky tieto mrazové deformácie majú priamy vplyv na spôsob zakladania objektov.

V našej slovenskej geologickej literatúre sa však zatiaľ stretávame — s výnimkou práce Andrusova (1954) a niektorých geografov — so štúdiami o mrazových formách porušenia hornín len v ojedinelých prípadoch. Treba právom očakávať, že v najbližšom čase sa tento významný mladý odbor geológie (kryopedológia) aj u nás naplno rozvinie.

*Katedra inžinierskej geológie
Fakulty geologicko-geografických vied
Univerzity Komenského,
Bratislava*

LITERATÚRA — SCHRIFTTUM

Andrusov D., 1954: Polygonálne pôdy na dne Tatranských plies. Geologický sborník V, 1—4, Bratislava. — Büdel J., 1944: Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. Geologische Rundschau 34, 7—8 (Klimaheft), Stuttgart. — 1949: Die räumliche und zeitliche Gliederung des Eiszeitklimas. Die Naturwissenschaften 4 a 5. — Cambel B., Valach J., 1956: Granitoidné horniny v Malých Karpatoch, ich geológia, petrografia a petrochémia. Geologické práce 42, Bratislava. — Čepek L., 1938: Tektonika komárénskej kotliny a vývoj podélného profilu čs. Dunaje. Sborník St. geol. ústavu Čs. republiky XII, 33—64, Praha. — Fink J., Majdan H., 1954: Zur Gliederung der pleistozänen Terrassen des Wiener Raumes. Jahrbuch d. Geolog. Bundesanstalt XCVII, 2, Wien. — Fink J., 1955a: Das Marchfeld. Verhandlungen d. Geolog. Bundesanstalt, Sonderheft D, Wien. — 1955b: Wegbeschreibung: Wien—Marchfeld—Stillfried. Verhandlungen d. Geolog. Bundesanstalt, Sonderheft D, Wien. — Hromádka J., 1929: Průlom dunajský a půda Bratislavy, Bratislava III, Bratislava. — Koutek J., Zoubek V., 1936: Vysvětlivky ke geologické mapě v měřítku 1 : 75 000, List Bratislava 4758, Praha. — Küpper H., 1955: Ausblick auf das Pleistozän des Raumes von Wien. Verhandlungen d. Geolog. Bundesanstalt, Sonderheft D, Wien. — Lukniš M., 1955: Zpráva o geomorfologickom a kvartérne geologickom výskume Malých Karpát (dolina Vydrice). Geografický časopis VII, 3—4, Bratislava. — Mohr H., 1942: Neuere Ergebnisse der Quartärforschung in Mittelmähren. Mitteilungen d. Geol. Gesel. 35, Wien. — 1943: Zur Kenntnis der Quartärforschung in Mittelmähren. Akad. d. Wissensch., Prag. — Poser H., 1947: Auftautiefe und Frostzerrung im Boden Mitteleuropas während der Würmeiszeit. Die Naturwissenschaften 8 a 9. — 1948: Boden- und Klimaverhältnisse in Mittel- und Westeuropa während der Würmeiszeit. Erdkunde II. — Roth V., 1949: Porušení základové půdy pliocenními mrazovými klíny ve Vysočanech. Technický obzor, Praha. — Roth Z., 1944: Skalní proudy, „ledovcové“ kary a ledovce. Rozpravy Čes. akad. věd, LIV, Praha. — 1954: Základové půdy údolních přehrad jako výsledek pleistocenního podnebí. Sborník Ústřed. úst. geol., Praha. — Sekyra J., 1956: Kryopedologická terminologie. Rukopis. Praha. — Soergel W., 1921: Die Ursachen der diluvialen Aufschotterung und Erosion. Berlin. — Steeger A., 1944: Diluviale Bodenfrosterscheinungen am Niederrhein. Geologische Rundschau 34, 7—8 (Klimaheft), Stuttgart. — Szádecký-Kardoss E., 1938: Geologie der rumpfungarländischen kleinen Tiefebene, Sopron. — Tricart J., 1951 (?)¹: Cours de Géomorphologie II. Le modèle périglaciaire. Centre de Documentation Universitaire. Vysokoškolské skriptá, Paris. — Woldstedt P., 1954: Das Eiszeitalter. I. B., 2. Aufl., Stuttgart. — Záruba Q., 1944: Význam periglaciálního větrání hornin a soliflukce pro zakládání staveb. Technický obzor, Praha. — Záruba Q., Mendl V., 1957: Inženýrská geologie. Praha.

¹ Ročník nie je uvedený.

SPUREN DES PERIGLAZIALEN KLIMAS IN DER REGION DES SÜDFUSSES DER KLEINEN KARPATEN

(Abb. 26 im Texte, Taf. XV—XVII und Beilage 3)

Im Rahmen der Forschungsarbeiten, welche eine genaue Klärung der ingenieur-geologischen Bedingungen zum Aufbau der Donauwasserkraftwerke in der Region des Donaudurchbruches „Devínska brána“ (Porta Hungariae superior) bringen sollen, zeigte sich die Notwendigkeit des Studiums einiger Probleme in bezug auf die Entwicklung dieses komplizierten Abschnittes der Donaugegend in jüngster geologischer Zeit. Dabei kamen wir zur Überzeugung, daß die Bedeutung der geomorphologischen Prozesse der periglazialen Perioden bei der Bildung des Reliefs dieser Region bisher beträchtlich unterschätzt wurde.

Die durchdringenden Wirkungen der Prozesse, welche sich im nivalen Klima der periglazialen Region bei dem tiefen Gefrieren und Auftauen des Bodens (Regelation) regelmäßig wiederholten, stehen unter anderem in direktem Zusammenhang mit dem Gesteinscharakter und der Morphologie des Geländes. An den Gebirgshängen, wo unter einer minimalen Verwitterungsdecke das anstehende Gestein freigelegt wird, finden wir vor allem Spuren einer tiefen mechanischen Verwitterung, Zersetzung des kompakten Gesteins durch intensive Zerklüftung (Kongelifraktion).

Die Kongelifraktion war der Hauptfaktor, welcher die Hangbewegungen der großen Gesteinsmassen vorbereitete. Zu diesen Bewegungen kam es einerseits bei dem täglichen Auftauen des Bodens unter Mitwirkung des Kammeises (pipkrake), hauptsächlich aber beim jahreszeitlichen Tauen im Sommer, als die wasserdurchtränkten Schuttmassen auf dem gefrorenen Untergrund in Bewegung gerieten und auch losgelöste Blöcke des anstehenden Gesteins mit sich nahmen. Spuren einer intensiven Hangsolifluktion sieht man heute besonders in vielen Dellen mit abgerundete konkaven Hängen und muldenartiger, breiter, mit mächtigen Schuttschichten angefüllter Sohle. Die meisten dieser Dellen weisen keinerlei Spuren fluvialer Erosionsformen auf und sind heute nur schwach durch Hangspülung umgeformt.

Während der Terrainforschung konnten wir einen bemerkenswerten Zusammenhang zwischen Verbreitung und Verlauf der Dellen einerseits und den bedeutenderen tektonischen Störungslinien des kristallinen Massivs andererseits beobachten. Die Entwicklung der intensivsten mechanischen (durch Frost bewirkten) Verwitterung in stark tektonisch gestörten Gesteinen ist eine ganz begreifliche Erscheinung, da die Intensität der Kongelifraktion und Solifluktion außer von klimatischen Faktoren auch von der Wassermenge in den Gesteinen und von ihrer mechanischen Festigkeit direkt abhängig ist. Dabei ist nicht nur der Zerklüftungsgrad, sondern auch der Charakter der Spalten, ihre Dichte und der Grad der Wasserdurchtränkung ausschlaggebend. Die Wirkung des Spalteneises in den breiten, nur teilweise mit Wasser angefüllten Spalten ist beilange nicht so stark, wie in einem dichten Netz enger, wassergefüllter Spalten, wo das Eis keinen anderen Weg zur Ausdehnung findet, als durch Sprengung des Gesteins. Solche Bedingungen herrschen eben in der Nähe der Störungslinien und hauptsächlich in den mylonitisierten, leicht sich mit Wasser durchtränkenden Schichten, welche eine minimale Gesteinsfestigkeit aufweisen; ein schönes Beispiel der Dellenentwicklung durch Solifluktion auf einer mylonitisierten Zone zeigt Abb. 26. Hier kann die Entstehung der ausgeprägten muldenartigen, in knapper Nähe der Hauptböschung des Donautales verlaufenden Depressionen nur schwer anders erklärt werden.

Im Gebiete mit durchblickendem anstehendem Gestein entwickelten sich bei nivalem Klima in den periglazialen Perioden hauptsächlich Kongelifraktion und Hangsolifluktion, welche bei der Kryoplanation der Kleinen Karpaten eine entscheidende Rolle spielten. Dagegen stoßen wir in den benachbarten Regionen der Deckgebilde auf Zeugen ehemaliger Eiszeiten in an-

deren fossilen Formen. Die bedeutendsten von ihnen sind neben ausgeprägten Frostkeilen besonders Taschenböden, Brodeltöpfe, Brodelkessel und Würgeböden (kryoturbate Böden, Involutionen), deren Entstehung an die Existenz der Dauergefrornis gebunden ist.

Ein vollkommen klassisches Profil mit kryoturbaten Ablagerungen studierten wir im Juli 1956 in einer Wand der Lehmgrube der Ziegelei in Devínska Nová Ves.

In dem 145 m langen Profil durch die Terrasse des Flusses Morava (in NO—SW-Richtung) sehen wir eine ganze Reihe von Frostkeilen in verschiedenen Entwicklungsstadien. Schließlich gehen sie in mannigfaltige traubenförmige Gebilde über, welche durch Kryoturbationsprozesse zu Brodeltöpfen und endlich zu wannenartigen, mit Kongelifluktionsmaterial ausgefüllten Formen (Beilage 3) erweitert werden.

Im dokumentierten Aufschluß sieht man auf den ersten Blick, daß die Deformierungsintensität der ursprünglich abgesetzten Anschwemmungen von seinem NW-Teil gegen SO anwächst. Am Anfang des Profils fanden wir nur Frostkeile von geringer Tiefe, unter ihnen blieben die Schotter und die dünnen Sandeinlagen ungestört. Im weiteren Teil des Profils sind die Keile immer tiefer, von immer weniger regelmäßiger Form, sich unten verdoppelnd und trauben-, zwiebförmig usw. sich erweiternd; die Sandeinlagen in den Schottern sind intensiv und unregelmäßig gewellt, die Schotter selbst sind in der Nachbarschaft der Keile und Frostaschen stark zusammengepreßt; das ganze bietet ein schönes Beispiel von Involution.

Den Entstehungsmechanismus der turbulenten Bewegungen kann man sich folgendermaßen erklären: Nach einer kurzen Sommerzeit, wo eine gewisse Auftautiefe erreicht wurde, kam es zu Beginn der Winterjahreszeit zum Wiedergefrieren des obersten Teiles der Dauergefrornis (de-jateňnyj sloj, mollisoll). Das Wiedergefrieren erfolgte von der Oberfläche des Terrains gegen die Tiefe zu ungleichmäßig: in den stark durchfeuchteten feinen Erdschichten (besonders in der Ausfüllung der Frostkeile) viel schneller als in den Schottern. Auf Grund des höheren Wassergehaltes vermehrten die frostgefährlichen lehmigen (Silt-) Sande schnell ihr Volumen und wirkten mit bedeutenden Druckkräften in erster Linie auf ihr Hangendes ein, mit der Tendenz es zu heben. Als an der Oberfläche des Terrains schon eine genügend feste Schichte gefrorenen Bodens war, konnten die Druckkräfte der schnell gefrierenden Feinerdeschichten weder nach oben noch nach unten (feste Oberfläche der Dauergefrornis) eine Bewegung hervorrufen, sondern nur nach den Seiten, am Wege des geringsten Widerstandes, da die Schotter an den Seiten noch nicht gefroren waren. Ein Beweis für diese Materialbewegungen nach den Seiten sind die stark zusammengepreßten Schotter in der Umgebung der Frostformen, welche sich im mittleren und unteren Teil ausdehnen. Bei der Wiederholung solcher Prozesse kam es zu unregelmäßigen Bewegungen der einzelnen Erdkörner, welche durch abwechselnde Drücke verschiedener Richtungen sozusagen durcheinandergemischt wurden. Besonders großen Druckkräften wurden die Schotter ausgestellt, welche sich zwischen zwei nahe zueinander vorkommenden taschenförmigen Frostkeilen oder Brodeltöpfen befanden (siehe Profil in der Länge von 33—37 m oder 78—84 m).

In den ursprünglich ungefähr horizontal gelagerten sandigen Einlagen kam es ebenfalls zu ähnlichen Umformungen, wodurch diese stark deformiert, zerrissen, in die ungefestigten Schotter eingepreßt usw. wurden (siehe Profil in der Länge 65—95 m).

Die größte Intensität erreichten diese Frostdeformationen im SO-Teile des Profils, wo wir einen nahezu viereinhalb Meter tiefen Frostkessel finden, in dessen Ausfüllung man Spuren einer turbulenten Bewegung der Teilchen, als auch eine Kongelifluktionsbewegung der Füllmasse im gesamten in der Richtung des sanften Hanges (im Profil zum Beobachter gerichtet) beobachten kann. Die Gerölle an den Seiten des Frostkessels sind stark zusammengepreßt „kantengestellt“; sehr große Deformationen weisen auch die sandigen Einlagen in den Schottern auf. Die Kesselausfüllung bildet, mit Ausnahme der, die innere Umrandung (Beil. 3) säumenden Schichte der Siltsande ein vollkommen ungeordnetes Material, wobei in den stark durchkneteten Sanden einzelne Gerölle und auch ganze Nester von Schottern unregelmäßig verstreut sind.

Die Steigerung der Entwicklungsintensität der Frostdeformationen in dem studierten Profil von NW gegen SO stellen wir in direkte Abhängigkeit zu dem Anwachsen der Menge und der Volumenzunahme der feinkörnigen Einlagen in den Schottern.

Was die genaue Bestimmung des Alters der Frostformen in dem angeführten Aufschlusse betrifft, liegt die größte Schwierigkeit darin, daß bisher nicht einmal das Alter der mährischen Terrasse selbst mit Sicherheit bewiesen ist; auf Grund vergleichender Studien stellen wir sie in die Rißzeit. Wir vermuten, daß die Frosterscheinungen in ihr nicht plötzlich entstanden, sondern die Ergebnisse in mehreren Stadien ab R II sich wiederholender Prozesse sind.

Die Entstehung der oben beschriebenen Frostformen beweist, daß hier auch in den jüngsten Eiszeiten (Riß, Würm) eine Dauergefrorenis und die Naturbedingungen der Tundraregion herrschten. Aus dem beschriebenen Aufschluß kann man schließen, daß die Auftautiefe ihrer aktiven Schichte (Regelationsschichte) hier 4–5 m erreichte.

*Lehrstuhl für Ingenieurgeologie
der geologisch-geographischen Fakultät
der Komensky-Universität,
Bratislava*

Übersetzt von V. Dlabáčová.

Erläuterungen zu Ab. 26 im Texte, Tafel XV–XVII und Beilage 3

Abb. 26. 1 — Granite, 2 — mylonitisierte Granite, 3 — tortonische Sande, 4 — tortonische Kalke, 5 — tortonische Tone und Mergeltone, 6 — felsig-lehmiges Deluvium, 7 — lehmig-sandiges Deluvium, 8 — Halde des Steinbruches, 9 — Dämme der Straßenfüllung, 10 — eingetriebene Sonden.

Taf. XV

Abb. 1. Frosttasche am Kontakt der Terrassenschotter mit den pannonischen Sanden in Bratislava (in der Baugrube beim Kino Dukla). — Abb. 2. Anblick der Kryoturbationserscheinungen in der Morava-Terrasse bei Devínska Nová Ves.

Taf. XVI

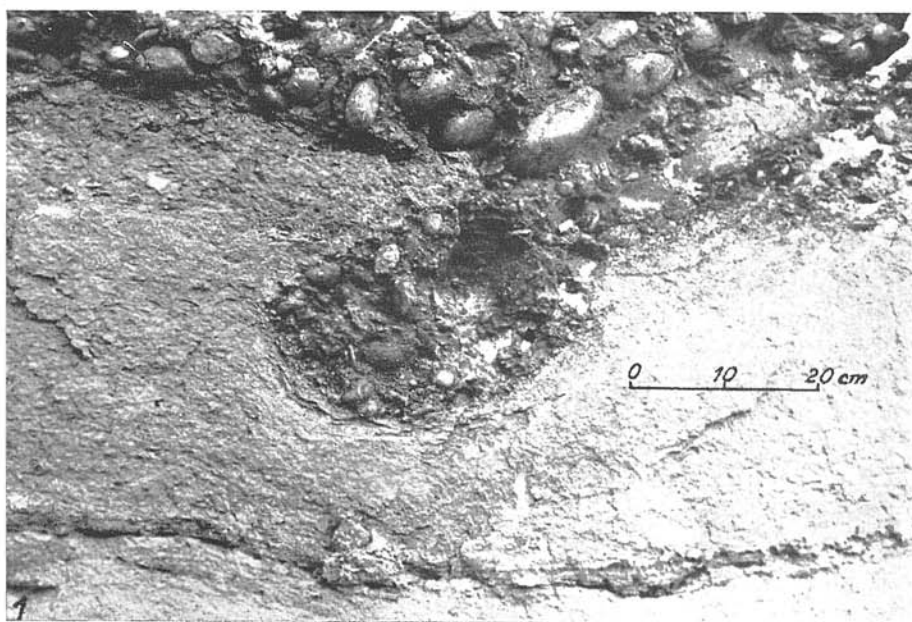
Abb. 1. Frostkeil im NW-Teil der durch Frostdeformationen nur wenig gestörten Terrasse. — Abb. 2. Durch Kryoturbation verdoppelter Frostkeil und Involutionstexturen im mittleren Teil des studierten Profils.

Taf. XVII

Abb. 1. Frostkessel. — Abb. 2. Blick auf die Ausfüllung des Frostkessels.

Beilage 3

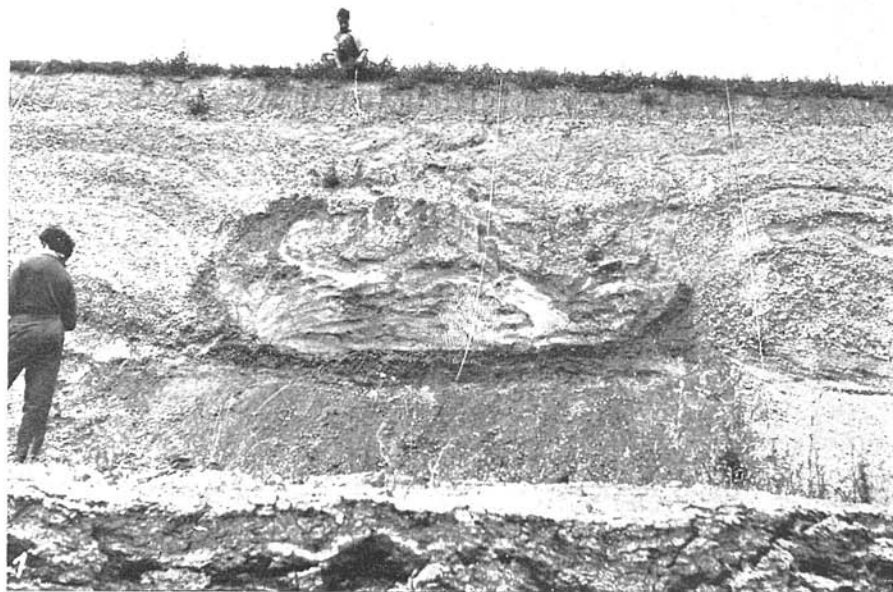
1 — stark lehmiger feiner Sand, humusartig, von dunkelgrauer Kaffeefarbe; feiner, stellenweise Siltsand, von dunkelgrauer Farbe, 2+ — mit starker Limonitbeimengung, von rostbrauner Farbe, 3 — fein- bis mittelkörniger Schotter (1–5 cm), sandig, stellenweise mit Lehm durchsetzt, 4 — feiner Schotter (1–2 cm) mit Sand, lichtgrauer Farbe, 5 — mittel- bis grobkörniger Schotter (2–7 cm), von lichtgrauer Farbe, 3+, 4+, 5+ — mit Überzügen von Fe-Hydroxyden, 6 — mergelige Tone (Tegel), Torton, 7 — Schotterschutt, 8 — Schutt, durch Fe-Hydroxyd verkittet, 9 — Schotter mit dickeren Überzügen von Mn-Hydroxyd, welches sie stellenweise verkittet, 10 — Schichte eines feinen Siltsandes von graugrüner Farbe, 11 — stark durchknetete Füllmasse des Frostkessels mit verstreuten „Schotternestern“.



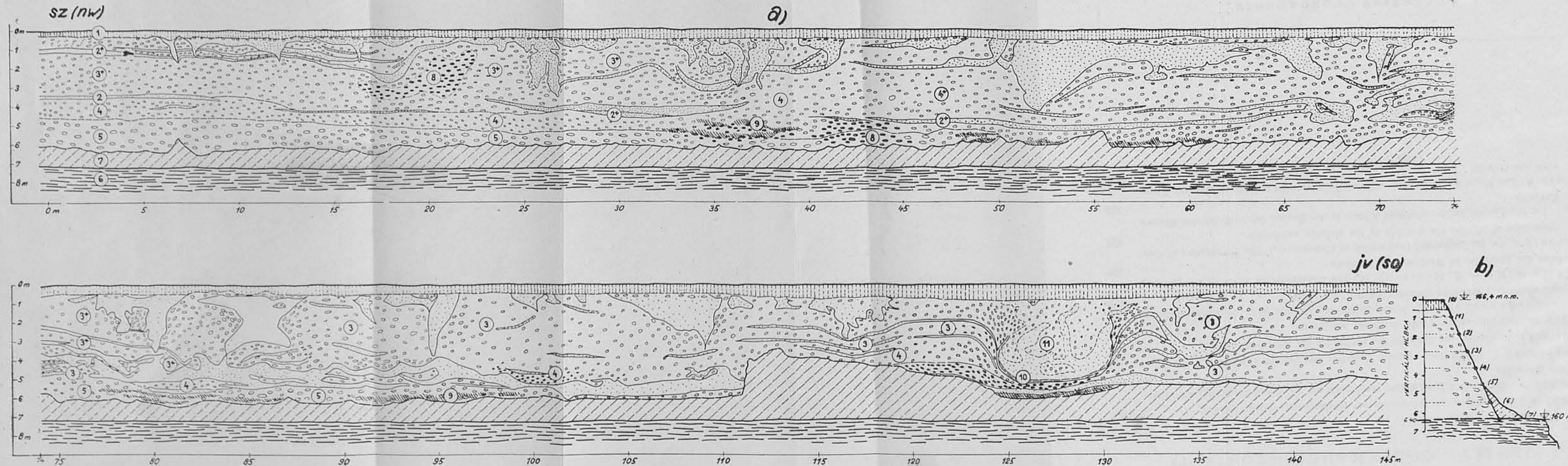
Obr. 1. Mrazová kapsa na styku terasových štrkov s panónskymi pieskami v Bratislave (v stavebnej jame pri kine Dukla). — Obr. 2. Pohľad na kryoturbačné zjavy v terase Moravy pri Devínskej Novej Vsi.



Obr. 1. Mrazový klin v sz. časti terasy, málo porušenej mrazovými deformáciami. — Obr. 2. Dvojitý rozšírený mrazový klin a involučné textúry v strednej časti študovaného profilu.



Obr. 1. Mrazový kotol. — Obr. 2. Pohľad na výplň mrazového kotla.



1 — silne hlinitý jemný piesok, humusovitý, farby tmavošedokávej, 2 — jemný piesok (miestami siltový), slednatý, farby tmavosivej, 2+ — s hojnou prímiesou limonitu, farby hrdzavohnedej, 3 — drobno až strednozrnný štrk (1–5 cm) piesčitý, miestami prehlinený, 4 — drobný štrk (1–2 cm) s pieskom, farby svetlosivej, 5 — strednozrnný až hrubozrnný štrk (2–7 cm), farby svetlosivej, 3+, 4+, 5+ — s povlakmi hydroxidov Fe, 6 — slienité íly (tégle), tortón, 7 — štrkové sutiny, 8 — štrky stmelené hydroxidom Fe, 9 — štrky s hrubšími povlakmi hydroxidu Mn, ktorý ich miestami stmeluje, 10 — vrstva jemného siltového piesku, farby sivozelenej, 11 — silne prehnetený materiál výplne mrazového kotla s rozptýlenými „hniezdami“ štrkov.