
GEOGRAFICKÝ ČASOPIS

45

1993

1

*Miloš Stankoviansky**

VÝVOJ RELIÉFU JUŽNEJ ČASTI TRNAVSKEJ TABULE

Miloš Stankoviansky: The relief development of the southern part of the Trnavská tabuľa Table. Geogr. čas., 45, 1993, 1., 3 figs., 34 refs.

The contribution assesses the endogenic and exogenic morphogenesis of the southern part of the Trnavská tabuľa Table in the Würm and Holocene. The author proves the dominant influence of the tectonics of NW-SE direction on the morphostructural development of the study area on the basis of a complex geomorphic analysis and a detailed geomorphic mapping. From among the exogenic morphogenic processes, the influence of the fluvial, aeolian, cryo-gravitational and pluvial processes, the processes connected with the activity of the ground water and anthropogenic processes on the relief modelling in the cited period are assessed.

Key words: endogenic morphogenesis, exogenic morphogenesis, transverse tectonics, table, dells, dell-like lowerings, old flowless valleys, closed depressions, dunes, valley network pattern.

ÚVOD

Cieľom príspevku je zhodnotenie endogénnej i exogénnej morfogenézy južnej časti Trnavskej tabule na základe komplexnej geomorfologickej analýzy a detailného mapovania v mierke 1:10 000.

Geomorfologickým pomerom nížinného reliéfu sa na Slovensku doteraz venovala menšia pozornosť ako horským oblastiam. Súvisí to pravdepodobne s väčšou pestrosťou,

*Geografický ústav SAV, Štefánikova 49, 814 73 Bratislava

a teda i atraktivnosťou horského reliéfu na jednej strane a so zdanlivou monotónnosťou nížinného reliéfu na strane druhej. Toto konštatovanie platí v plnom rozsahu aj o Podunajskej nížine. V jej rámci (mimo Trnavskej pahorkatiny, prehľad literatúry ktorej je uvedený nižšie) boli doteraz komplexne geomorfologicky spracované iba dva regióny: územie medzi Novými Zámkami a Komárnom (Lukniš a Bučko 1953; Lukniš 1969) a Žitný ostrov (Lukniš a Mazúr 1950). Početnejšie sú práce, ktoré sa venujú špecifickým geomorfologickým problémom ako napr. eolickej modelácii reliéfu (Janšák 1950), vplyvu tektoniky na vývoj reliéfu (Harčár 1975, 1981, 1983; Ištók 1978; Priechodská a Harčár 1988), či vzájomnému vzťahu vývoja reliéfu a osídlenia (Ištók a Ižof 1990). Práca Ištoka (1976) je venovaná geomorfologickej regionalizácii Podunajskej nížiny.

Podunajská nížina je rozsiahla geomorfologická oblasť v rámci subprovincie Malá dunajská kotlina charakteru medzihorskej nížinnej panvy, ktorá vznikla tektonickými poklesmi medzi Alpami a Karpatmi. Základnou morfoštruktúrnou črtou Podunajskej nížiny je nepravidelná kryhová depresná štruktúra. V dôsledku nerovnakých poklesov a diferencovaných exogénnych reliéfových procesov sa rozčlenila do dvoch typov morfoštruktúrnych jednotiek: akumulovaných rovín a akumuláčno-erózných pahorkatín. Jednou z nich je i Trnavská pahorkatina.

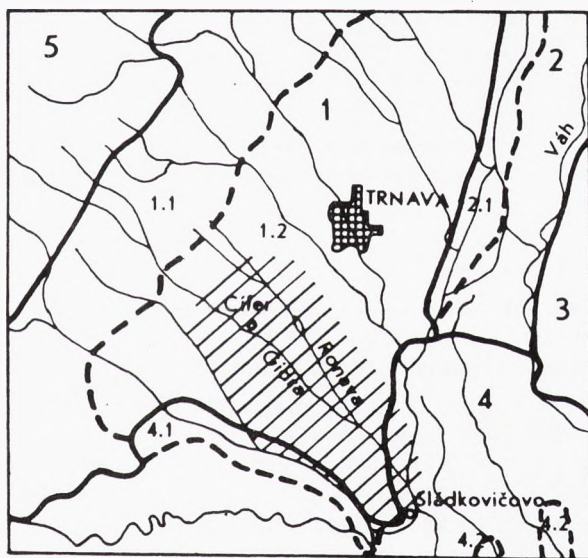
Územiu Trnavskej pahorkatiny sa venuje niekoľko geomorfologických prác, z ktorých za najvýznamnejšiu považujeme prácu Škarčeka (1979) o geomorfologických pomeroch okolia Trnavy. Úzkemu pásu pahorkatiny medzi obcami Dubová, Dol'any, Budmerice a Vištuk venuje pozornosť Zat'ko (1959). Geomorfologických pomerov severnej časti Trnavskej pahorkatiny sa dotýkajú práce Kvitkoviča a kol. (1983), a najmä Mičiana (1990). Práca Stankovianskeho a Lehotského (1992) upozorňuje na vplyv tektoniky na zmeny textúry dolinovej siete medzi Cíferom a Voderadmi.

Geologickú bázu Trnavskej pahorkatiny predstavujú prevažne neogénne, čiastočne pleistocénne sedimenty. Už Hromádka (1935, p. 194) predpokladal, že „je to útvar zložený z úzkeho zvyšku neogénnej tabule na päte Malých Karpát a vyšších terás diluviálneho Váhu“. V podobnom duchu sa vyjadril i Vaškovský (1971), podľa ktorého v SV, V a JV časti pahorkatiny je podložený neogén (tvorený najmä ilmi) výškovo diferencovaný. V smere od Z k V vykazuje tri postupne poklesávajúce stupne, ktoré by podľa neho mohli predstavovať terasy Váhu. V priemere 8 m mocná piesčito-štrková akumulácia najnižšieho, najmladšieho a najlepšie vyvinutého stupňa by podľa tohto autora mohla byť predmlado-risského veku. Diametrálne odlišný názor na stavbu geologickej bázy Trnavskej pahorkatiny má M. Kováč (personálna komunikácia 1993), podľa ktorého podložné íly sú prekryté štrkopiesčitémi súvrstviami predstavujúcimi ekvivalenty poriečnej rovne (cf. Mazúr 1963; Činčura 1967) ruman-premindelského veku a dvoch risských terás Váhu, uložených v normálnom stratigrafickom slede. Uvedené súvrstvia náležia tzv. kolárovskej formácii, o ktorej Činčura (1970) predpokladá, že môže byť výsledkom kuželovej sedimentácie tokov stekajúcich z pohorí. Otázka stavby geologickej bázy Trnavskej pahorkatiny však zatiaľ zďaleka nie je doriešená.

Neogénne íly a neogénno-pleistocénne piesčité štrky sú prikrýté v priemere 18 m mocnou vrstvou spraší a sprašových hĺn, ktoré ich úplne zamaskovali. Hrúbka sprašových pokryvov je variabilná, závisí predovšetkým od paleogeografických a paleogeomorfologických pomerov, ako aj disekcie súčasného reliéfu (Šajgalík a Modlitba 1983). Na morfológii pahorkatiny sa výrazne prejavujú tektonické pohyby z pliocénu. Trnavská pahorkatina bola takto rozdelená na relatívne tektonicky viac vyzdvihnutú a členitejšiu

Podmalokarpatskú pahorkatinu a relatívne menej vyzdvihnutú a plochú Trnavskú tabuľu. Trnavská tabuľa má tvar trojuholníka s vrcholmi Senec-Sládkovičovo-Čachtice. Predstavuje minimálne zvlnené, rovinaté územie s nadmorskou výškou 125-200 m, energiou reliéfu max. 10-15 m a stredným uhlom sklonu do 2° .

Študované územie s rozlohou 143 km^2 (obr. 1) je situované v južnej časti Trnavskej tabule a úzkej priľahlej časti Podunajskej roviny. Je budované pieskami a štrkmi kolárovskej formácie náležiaciej rumanu a staropleistocénnymi štrkopieskami. Uvedené sedimentárne série pokrýva subhorizontálne uložená spraš, pričom po celom území vystupuje na povrch iba najmladšia spraš würmu, ktorej priemerná mocnosť je 6 m (Šajgalík a Modlitba 1983). Priľahlá časť Podunajskej roviny je vyplnená 10-15 m mocnými polohami fluviálnych štrkopieskov (Vaškovský 1971) a sedimentmi mokradovej depresie. Územie predstavuje v podstate dolný úsek povodia Gidry a jeho ľavostranného prítoku Ronavy a priľahlé územie zhruba medzi dolinou Báhoňského potoka a rozvodným chrbtom bazénu Parnej. Najväčšiu nadmorskú výšku dosahuje SV od Báhoňa (165 m), najmenšiu na území Úľanskej mokrade (119 m).



Obr. 1. Situačná schéma študovaného územia.

1. Trnavská pahorkatina, 1.1. Podmalokarpatská pahorkatina, 1.2. Trnavská tabuľa, 2. Dolnovážska niva, 2.1. Dudvážska mokraď, 3. Nitrianska pahorkatina, 4. Podunajská rovina, 4.1. Úľanská mokraď, 4.2. Salibská mokraď, 5. Malé Karpaty. (Geomorfologické jednotky podľa Mazúr, Lukniš (1978))

ENDOGENNA MORFOGENÉZA

Podunajská nížina je súčasťou Podunajského bloku, ktorý má klesajúcu tendenciu. V rámci tohto bloku existujú čiastkové územia s rôznou rýchlosťou a orientáciou pohybov (Kvitkovič a Plančár 1975). Takto sa individualizovala Podunajská rovina a Podunajská pahorkatina, v rámci nej jednotlivé sprašové pahorkatiny a ich časti.

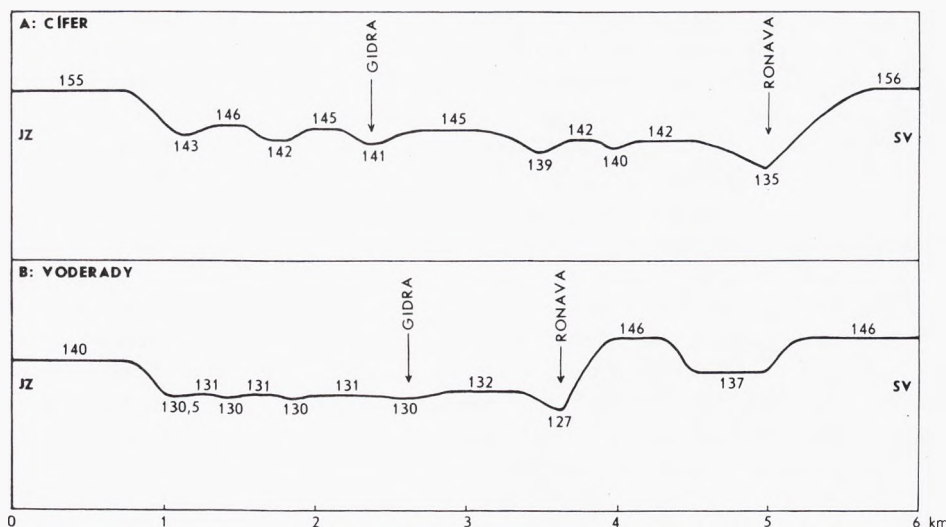
Študované územie podľa Budaya et al. (1962) patrí k dvom tektonickým jednotkám (teda nie morfoštruktúrnym), založeným v badene, a to menšia západná časť blatenskej priehlbni, väčšia, východná časť, cifersko-kráľovskej kryhe inoveckej hraste. Obe časti sú oddelené ciferským zlomom smeru SSV-JJZ. Inovecká hrast' je pozdĺžne rozčlenená trnavským a dvoma majcichovskými zlomami obdobného smeru. Mahel' et al. (1984) na svojej tektonickej mape uvádzajú v rámci študovaného územia medzi Malou Mačou a Jabloncom až deväť pozdĺžnych zlomov smeru SV-JZ, SSV-JJZ a VSV-ZJZ, Čubříková et al. (1991) v tom istom území vykazujú 5 pozdĺžnych zlomov, prevažne smeru SSV-JJZ a SV-JZ (ktoré sa však minimálne prekrývajú s predchádzajúcimi) a 1 zlom smeru SSZ-JJV.

Priečne poruchy tu uvádza z geológov iba Dlabač (1960), ktorý pripúšťa, že dolina Báhoňského potoka je založená na pukline priečného smeru a Čubříková et al. (1991), ktorí konštatujú, že pozdĺž priečného zlomu smeru ZSZ-VJV bol vyzdvihnutý južný okraj Trnavskej tabule medzi Blatným a Sládkovičovom. Na prítomnosť priečných zlomov v študovanom území upozorňujú doteraz skôr geomorfológovia, ako napr. Škarček (1979), Stankoviánsky a Lehotský (1992).

Na základe geomorfologického výskumu sme došli k záveru, že v predmetnej časti Trnavskej tabule je z hľadiska vývoja reliéfu v kvartéri dominantná práve priečna tektonika smeru SZ-JV. Mala za následok rozbitie tabule a jej relatívne vyzdvihnutie do dvoch úrovní. Relatívne menej bol vyzdvihnutý pás územia medzi Jabloncom a Abrahámom, ktorý takto predstavuje výraznú tektonickú depresiu. Má tvar úzkeho obdĺžnika šírky 3-4 km, dĺžky zhruba 15 km a hĺbky 9-14 m. Zlomové svahy ohraničujúce depresiu po dĺžke sú veľmi výrazné. Ich výraznosť je znásobená skutočnosťou, že na ich úpätiach sú situované líniové depresné formy súhlasného smeru. Ukončenie depresie na SZ, zhruba na úrovni Jablonca, je málo výrazné. Predstavuje pozvoľný prechod do tektonicky vyzdvihnutého pahorkatinného stupňa, ktorý tu vystupuje zhruba na čelách výbežkov vrstevnice 180 m. Na JV je depresia otvorená, končí medzi Pustými Úľanmi a Abrahámom. Je paradoxné, že dno depresie po vyústení z tabule predstavuje výbežok geomorfologickej jednotky Trnavskej pahorkatiny, končiaci pri Sládkovičove plytkým stupňom. Okraje tabule, tvoriace vyvýšenú obrubu depresie, podľahli podtíňaniu vážskych, resp. dudvážskych ramien na V, resp. ramien Dunaja na J (súčasný okrajový svah vykazujú maximálnu výšku 13 m). Dno tektonickej depresie je iba minimálne rozčlenené. Presun Gidry od JZ okraja k SV svedčí o asymetrickosti jej poklesu, ktorý je väčší na SV. O tejto skutočnosti svedčí aj na zlome založená dolina Ronavy, ktorá je na úrovni Cífera hlbšie zarezaná ako dolina Gidry, hoci má kratší tok, prameniáci už v nížine (profil A). Úklon dna depresie od JZ k SV nie je však charakteristický pre celú jej dĺžku. Na profile B vidieť, že pri Voderadoch už dno nie je jednostranne uklonené. Z profilu možno tiež dedukovať nerovnaký zdvih tabule po oboch stranách depresie. O existencii depresie, ako aj jej väčšom poklese v SV časti svedčí i priebeh izočiari podložia spráši, ako aj povrchu neogénnych ílov (cf. Vaškovský 1971).

Predpokladáme, že tektonická depresia je výsledkom starowürmských, možno i predwürmských poklesov, ktoré pokračovali v holocéne. Svedčí o tom prítomnosť würmského materiálu v nive Gidry a zistenie mladých laterálnych presunov jej toku (pozri nižšie).

Okrem uvedenej tektonickej depresie sa v študovanom území vyskytuje ďalšia, oveľa menšia, ktorá je vlastne výbežkom predchádzajúcej. Je situovaná SV od Voderád a



Obr. 2. Priečné profily cez tektonickú depresiu.

rozčleňuje tabuľu, hoci nie tak hlboko ako veľká depresia (profil B). Jej šírka je 500 m, dĺžka takmer 1500 m a hĺbka 9 m. Pretiahnutá trojuholníkovitá kryha, rozširujúca sa k JV od vodnej nádrže na Ronave, ktorej dlhšie strany predstavuje na zlome založená dolina Ronavy a zlomový SV okrajový svah bola uklonená k SZ, o čom svedčí pôvodný priebeh úvalín na jej povrchu. Až po „načapovaní“ depresie z juhu úvalinou, založenou na zlome smeru VSV-ZJZ, na ktorý sa v predĺžení viaže jej záver, sa uskutočnilo vyprázdňovanie hmôt depresie na opačnú stranu.

Tektonika smeru SV-JZ sa v reliéfe zďaleka tak výrazne neprejavuje. Za zmienku stojí iba spomenuté tektonické ukončenie malej depresie SV od Voderád, siet' úvalín s pravouhlými zálohami a opačným priebehom voči hlavným dolinám severne od vodnej nádrže na Ronave a nie veľmi výrazný stupeň prebiehajúci naprieč väčšou z tektonických depresii medzi Pácom a S.N. Vsou, sledovateľný na plytkých chrbtoch zhruba na čelách výbežkov vrstevnice 140. Podobné nevýrazné stúpanie terénu naznačujú čelá výbežkov vrstevnice 145 SV od Cífera, zhruba 300-400 JV od železnice Bratislava-Žilina. Poukázalo by to na severozápadné ukončenie čiastkovej depresie na dne veľkej tektonickej depresie smeru SZ-JV (pozri profil A), situovanej medzi Pácom a Ronavou.

EXOGENNA MORFOGENÉZA A FORMY RELIÉFU

Tektonicky rozčlenená Trnavská tabuľa i poklesnutá Podunajská rovina boli už v priebehu pôsobenia endogénnych procesov modelované i exogénne, pričom toto spoločné pôsobenie trvá dodnes. Keďže najstaršími útvarmi vystupujúcimi na povrch územia sú würmské spráše, môžeme hovoriť o exogénnej morfogénéze neskorého würmu a holocénu. Hlavnými činiteľmi exomorfogénézy v tomto období boli gravitácia (najmä v spolupôsobení s reguláciou), povrchovo stekajúca voda, rieky, vietor, podpovrchovo odtiekajúca voda a stagnujúca voda, ku ktorým od neolitu pristúpil človek. Jednotlivé činitele

umožňujú vyčleniť sedem čiastkových exomorfogenéz: gravitačnú (najmä kryogravitáciu), zrážkovú, fluvialnú, eolickú, podzemnej vody, mokradovú a antropogénnu. Dominancia jednotlivých čiastkových exomorfogenéz v celkovej exogénnej morfogénnej územia sa v neskorom würme a holocéne menila v čase a priestore, a to následkom klimatických zmien a tektonických pohybov (samozrejme s výnimkou antropogénnych procesov). V každom prípade však za hlavné skupiny procesov na tabuli možno považovať kryogravitáčny, zrážkový a eolické procesy, v tektonickej depresii i fluvialne, na rovine fluvialne a mokradové procesy.

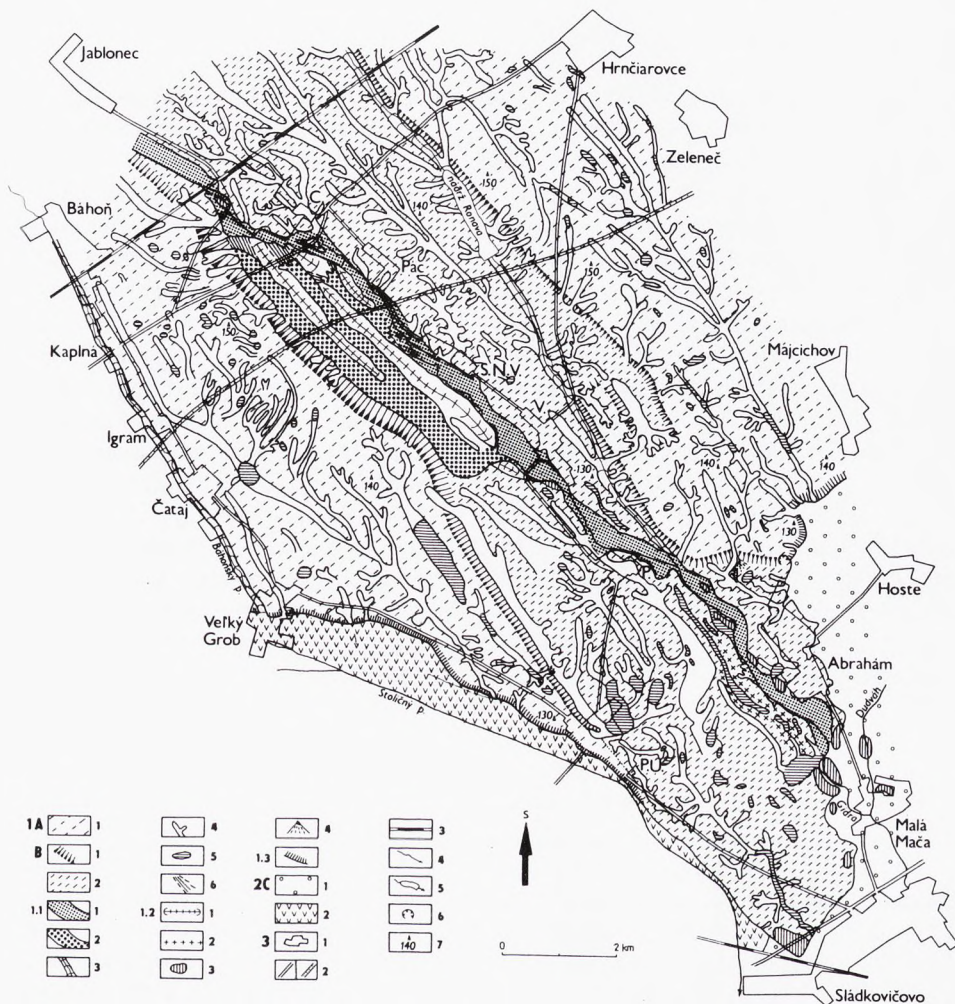
Skutočnosť, že jednotlivé čiastkové exomorfogenézy nie vždy majú za následok špecifické formy reliéfu, ale že na vytváraní značnej časti foriem sa podieľajú viaceré z nich, nás viedla k tomu, aby sme v ďalšom texte exogénne procesy bližšie charakterizovali pri hodnotení najfrekvencovanejších a najdôležitejších foriem reliéfu. Formy reliéfu vytvorené procesmi exomorfogenézy rozdeľujeme na formy na území Trnavskej tabule a Podunajskej roviny. V prvej skupine rozlišujeme skupinu depresných a elevačných foriem a okrajové svahy pahorkatiny. Medzi depresné zaraďujeme najmä recentné doliny s dobre vyvinutou nivou, staré beztoké doliny, úvalinové doliny, úvalinové zníženia, úvaliny a uzavreté depresie. Do skupiny elevačných foriem zaraďujeme líniové elevácie na dne tektonickej depresie a pieskové presypy. V Podunajskej rovine vyčleňujeme agradačné valy a mokrade.

Recentné doliny s dobre vyvinutou nivou

Patrí sem iba hlavná dolina, predstavujúca os študovaného územia - dolina Gidry. Šírka jej nivy kolíše medzi 70 a 500 m. Prebieha šikmo dnom tektonickej depresie od jej západného okraja pri Ciferi k východnému pri Pavliciach a vyúsťuje poniže Abrahámu do Podunajskej roviny. Dolina vznikla kombináciou fluvialných a derážnych¹ procesov, pričom dominantnými boli fluvialne procesy. Škvarček (1979) uvádza priečny profil dnom doliny Gidry v mieste Slovenskej Novej Vsi, podľa ktorého medzi štrkopiesčitým podloží (pozri stanovisko M. Kováča) a nivnými sedimentmi, tvorenými würmskými štrkopieskami s mocnosťou do 3 m a holocénnymi povodňovými kalmi, je 2-5 m mocná poloha spraší (podľa nášho názoru preplavených). Vyhodnotený vrt 4 km proti toku v Ciferi (pozri správu Geofondu, ev.č. 55956) však ukazuje, že nivný materiál na tomto mieste doliny Gidry spočíva priamo na podložných štrkopieskových sedimentoch, t.j. bez medzivrstvy redeponovaných spraší.

Škvarček (1979) upozorňuje tiež na skutočnosť, že na niektorých miestach dna doliny Gidry, najzreteľnejšie poniže Slovenskej Novej Vsi, vystupuje stupeň, vzniknutý podťatím spraší uložených na štrkopieskovej výplni dna doliny. Povodňové kaly boli potom v holocéne vlastne ukladané iba medzi stupňami (ak boli vyvinuté po oboch stranách toku), resp. medzi stupňom a protiľahlým svahom doliny. Zvyšky stupňa sme objavili na ľavom svahu doliny medzi Cíferom a Pácom, pri Voderadoch, a najmä na dolnom úseku Gidry v okolí Abrahámu, kde spraš prekryla jej pôvodný náplavový kužeľ.

¹ Pécsi (1964) chápe pod derážiou súbor procesov zodpovedných za modeláciu svahov v periglaciálnom prostredí. V zmysle našej terminológie ide o sumu kryogravitáčnych (cf. Stankoviansky 1983) a zrážkových procesov (cf. Lehotský a Stankoviansky 1992), ako i termoerózie.



Obr. 3. Geomorfologická mapa južnej časti Trnavskej tabule.

1. Reliéf Trnavskej tabule - Morfoštruktúrne jednotky

A. Relatívne viac vyzdvihnutá sústava kryh tabuľovitého charakteru, B. Relatívne menej vyzdvihnutá sústava kryh (tektonicky podmienená otvorená depresia), B.1. svahy, B.2. dno (včítane jeho pokračovania na JV mimo vlastnej depresie).

Morfoskulptúrne jednotky

1.1. depresné formy, 1.1.1. dná recentných, fluválne modelovaných dolín s dobre vyvinutou nivou, 1.1.2. dná starých, beztokých, pôvodne fluválne modelovaných dolín, 1.1.3. dná úvalinovitých fluvialno-derázne modelovaných dolín, 1.1.4. úvalinovité zníženie polygénneho pôvodu a úvaliny, 1.1.5. uzavreté depresie polygénneho pôvodu, 1.1.6. wind-gaps, 1.2. elevačné formy, 1.2.1. líniové elevácie medzi starými dolinami, 1.2.2. líniové, eolicky modelované elevácie, 1.2.3. presypy, 1.2.4. koluviálne kužele, 1.3. fluválne podťaté okrajové svahy Trnavskej tabule.

2. Reliéf Podunajskej roviny - Morfoštruktúrne jednotky

C. Relatívne poklesnutá sústava kryh.

Morfoskulptúrne jednotky

2.1. agračné valy, 2.2. mokrade.

3. Ostatné značky

3.1. hranice intravilánov obcí, 3.2. cesty, diaľnice, 3.3. železnice, 3.4. toky, 3.5. vodné nádrže, 3.6. hliniská, 3.7. kóty, C. - Cifer, S.N.V. - Slovenská Nová Ves, V. - Voderady, P. - Pavlice, P.Ú. - Pusté Úľany.

STARÉ BEZTOKÉ DOLINY

Zhruba medzi Cíferom a Voderadmi sme identifikovali tri dolinové útvary ako staré doliny Gidry. K uvedenému konštatovaniu nás viedli dve skutočnosti. Po prvé to boli veľké šírky dnen týchto dolín, ktoré už krátko poniže záverov dosahujú 150-300 m. Dve z dolín sa v smere sklonu spájajú a vytvárajú tak depresiu širokú 500-700 m. Povyše záverov starých dolín sú windgapy vo forme plytkých, širokých sediel. Doliny sú veľmi plytké, podobne ako pozdĺžne elevácie, ktoré ich oddeľujú. Najnižšia je elevácia medzi najvýchodnejšie situovanou starou dolinou a dnešnou dolinou Gidry a plytká vyvýšenina medzi dvoma ramenami nivy Gidry na JV okraji Cífera; obe sa svojou relatívnou výškou blížia stupňu podľa tey spráše. Druhou skutočnosťou, ktorá poukazuje na fluvialný pôvod, boli pedologické informácie. Na dne najdlhšej a najzápadnejšie položenej doliny boli na základe podkladov KPP z Výskumného ústavu pôdnej úrodnosti (BPJE, mapový list Senec, 1:50 000) potvrdené „černozeme čiernicové a čiernice černozemné na karbonatických aluvialných náplavoch“. Hoci mapa naznačuje tieto pôdy iba v jednej z uvedených dolín, na základe vlastného sondovania (cf. Stankoviansky a Lehotský 1992) konštatujeme rovnaký vývoj aj pri zvyšných dvoch. Z hľadiska chronológie ich vzniku predpokladáme, že Gidra po vyústení z prelomu cez vyvýšený stupeň Podmalokarpatskej pahorkatiny na poklesnutú a minimálne uklonenú tektonickú depresiu v priestore dnešného Cífera buď v časovej postupnosti vo wirme až holocéne viackrát prekladala svoje koryto, vytvoriac postupne tri staré doliny i súčasnú dolinu, alebo sa vetvila. V priebehu holocénu následkom poklesu depresie v smere k SV bola zvedená do svojho najvýchodnejšieho ramena.

JZ od Voderád v miestach zvedenia starej doliny Gidry do súčasnej je na vonkajšej strane ohybu plochý prah. Je pravdepodobné, že Gidra voľakedy tiekla, resp. prekladala sa v pôvodnom smere; svedčili by o tom suché, plytké úvalinovitú zniženie, nevýrazne rozčleňujúce dno tektonickej depresie. Ďalším náznakom pôvodného toku Gidry, alebo aspoň jedného z jej koryt, je zniženie oddeľujúca sa doprava od dnešnej doliny Gidry priamo v Pavliciach. Celé dno depresie od ohybu starej doliny Gidry pri Voderadoch až po vyústenie medzi Pustými Úľanmi a Abrahámom a jeho pokračovanie vo výbežku Trnavskej pahorkatiny k Sládkovičovu je však prekryté súvislou polohou spráše, ako o tom svedčia už spomenuté materiály KPP, naznačujúce v tomto území „černozem karbonátovú na sprašiach“. Považujeme za pravdepodobné, že časť spraší v depresných pozíciách tohto územia má fluvialný alebo močiarny charakter. Močiarné spraše z južnej časti Trnavskej pahorkatiny uvádza i Lukniš (1972). Na odlišnosť spraší z dna depresie voči sprašiam okolitých tabúl naznačuje i obsah frakcie ílu ($<0,001$ mm), ktorý je v depresii vyšší (Hraško et al. 1968). Predpokladáme, že spraš maskuje starý fluvialný reliéf a iba naznačuje priebeh starých dolín.

Úvalinovitú doliny

Do tejto skupiny zaradíme doliny Ronavy a Báhoňského potoka. Na rozdiel od Gidry majú nivu vyvinutú iba lokálne v rozšírených úsekoch dolín, poväčšine však vykazujú úvalinovitú priečny profil. Obe sú pretekané. Vznikli kombináciou fluvialných a derážnych procesov za dominancie derázie. V prípade Ronavy, ktorej dno je nižšie ako dno Gidry, pripúšťame najskôr zarezanie hĺbkovou eróziou a následné vyplnenie a premodelovanie dna derážnymi procesmi. Dno doliny Báhoňského potoka na úrovni profilu A je vo výške

145 m, teda o 10 m vyššie ako dno Ronavy, čo je výsledkom skutočnosti, že jedna z dolín je zarezaná v tabuli, druhá v tektonickej depresii.

Dolinová sieť na Trnavskej pahorkatine ako celku má v podstate paralelnú textúru (Lukniš 1972; Mičian 1990). Platí to v plnej miere i pre hlavné doliny študovaného územia.

Úvalinovitité zníženiны a úvaliny

Najfrekvencovanejšou formou reliéfu študovaného územia sú úvalinám podobné, avšak oveľa plytšie, minimálne uklonené, prevažne v smere SZ-JV orientované líniovité zníženiны, ktorých pozdĺžny profil je často narušovaný plytkými depresiami. Niektoré zo znížení sú také plytké, že sa ťažko dajú odlíšiť voľným okom. Nie je zriedkavé, že sa na určitom mieste strácajú, t.j. končia bez vyústenia do inej formy a po určitej vzdialenosti opäť pokračujú. Často vyznievajú v uzavretej depresii. Súbor týchto foriem sa vyskytujú na veľkých plochách, takže možno povedať, že tu predstavujú charakteristický rys reliéfu.

Lukniš a Bučko (1953) obdobné formy v oblasti terás na úpätí JV časti Hronskej pahorkatiny v skupine Chrbta považujú za výsledok deflácie. Podobný názor majú Kvitkovič et al. (1983) na mnohé plytké líniové zníženiны v severnej časti Trnavskej tabule.

Predpokladáme, že na géneze úvalinovitých znížení študovaného územia sa podieľali predovšetkým eolické procesy, nevylučujeme však ani prítomnosť deráznych procesov. O eolickom pôvode svedčí usmernenie drvivej väčšiny znížení v smere prevládajúcich vetrov, t.j. SZ-JV a ich v podstate lineárny priebeh, časté vertikálne i horizontálne prepojenie týchto foriem s plytkými uzavretými depresiami, ako aj prerušovaný charakter niektorých líniových znížení. Ich vek v zhode s Luknišom a Bučkom (1953) považujeme za pleistocénny (würmský) až holocénny.

Uvedené formy sa v študovanom území vyskytujú predovšetkým na tabuli, pomerne časté sú však i na dne tektonickej depresie. Tu však je situácia komplikovanejšia, plytké líniové depresie v tejto časti územia boli pôvodne pravdepodobne fluválne korytá, neskôr prekryté sprašou, ktorá ich do určitej miery kopíruje a len následne došlo k ich eolickej remodelácii.

Úvaliny, vyznačujúce sa charakteristickým priečnym a pozdĺžnym profilom, sú na rozdiel od polygenetického pôvodu úvalinovitých znížení či úvalinovitých dolín výlučne výsledkom derázie. Pécsi (1964) ich tvorbu zaraďuje takmer výlučne do posledného zaľadenia, čo je dokázané tým, že svahy úvalín sú pokryté stratifikovanými sedimentmi často nesúcimi stopy periglaciálnych účinkov mrazu.

V študovanom území dobre vyvinuté úvaliny nie sú veľmi časté. Vyskytujú sa predovšetkým v tých častiach tabule, ktoré sú blízko či už tektonickej depresie, alebo Podunajskej roviny, čo však nie je pravidlom. Dôvodom na vytvorenie dobre vyvinutej úvaliny preto pravdepodobne nie je iba blízkosť eróznej bázy ale aj tektonická predispozícia. Väčšina úvalín vykazuje totiž pravouhlé zálomy, kolmý smer, alebo dokonca smer opačný na priebeh hlavných dolín. Takýto charakter majú napr. úvaliny na S od vodnej nádrže na Ronave, úvalina, ktorá „načapovala“ menšiu z uvedených tektonických depresií na V od Voderád a úvalina ústiaca v zlomovom stupni SZ od Abrahámu. Táto jediná úvalina študovaného územia má poniže svojho vyústenia uložený dobre vyvinutý rozsiahly koluviálny kužel.

Uzavreté depresie

Ďalšou frekventovanou depresnou formou študovaného územia sú uzavreté depresie. Majú rôzne tvary, od priamych či zakrivených líniových depresii až po plošné okrúhlé, eliptické alebo nepravidelné (často sú také plytké, že sa dajú ťažko postrehnúť voľným okom). Vyskytujú sa v dnách úvalinovitých znížení, v ich záveroch či vyústeniach ale i mimo nich na plochom reliéfe tabule i dna tektonickej depresie. Vysvetlenie ich genézy nie je jednoznačné. Jedným z pravdepodobných dôvodov ich vzniku je eolická činnosť; vyplýva to zo skutočnosti, že ich priestorové rozšírenie je často späté s rozšírením úvalinovitých znížení v smere prevládajúcich vetrov. Ďalším možným vysvetlením je komplex procesov spojených s činnosťou podzemnej vody (chemická denudácia, sufúzia a i.). Tieto procesy majú v sprašiach za následok vytváranie pseudokrasových tvarov, napr. lievikovitých depresii (Šajgalík a Modlitba 1983), sprašových studní a podí (Urban et al. 1990). Podí sú plytké bezodtokové depresie s priemerom obvykle niekoľko 10 m. Hlavným činiteľom, ktorý vedie k ich vzniku, je intenzívnejšie vyluhovanie CaCO_3 gravitačnou vodou než v ich okolí. Tento proces považujeme za pravdepodobnejší v sprašiach uložených na dne tektonickej depresie, kde je podzemná voda bližšie k povrchu ako na tabuli, a to najmä kolmo nad prekrytými starými korytami či ramenami.

Ďalším procesom, ktorý by sa mohol podieľať na tvorbe depresii v sprašiach, je presadanie. V inžiniersko-geologickej literatúre sa v užšom zmysle definuje ako deformácia vyvolaná prevlhčovaním spráše a hmotnosťou jej nadložia, t.j. geostatickým tlakom (Šajgalík a Modlitba 1983).

Depresie majú nielen rozličné tvary, ale i rozmery. Plošné depresie majú šírku od niekoľko 10 m až po veľké eliptické útvary s dĺžkou osou okolo 400-500 m. Takéto dve depresie sú situované na S okraji pustých Úľan a 1,5 km na J od Abrahámu. Priame líniové depresie sú najlepšie vyvinuté v úvalinovitých zníženiach a mimo ne na Z a JZ od Abrahámu, kde je i najdlhšia depresia dĺžky 2,7 km. Pri tejto a niektorých ďalších v jej blízkom okolí sa dá predpokladať výlučne eolický pôvod, o čom svedčí smer SZ-JV, a najmä skutočnosť, že sú obklopené eolicky modelovanými chrbtami. Ostatné depresie môžeme považovať nanajvýš za polygenetické formy reliéfu, pričom dominancia tohto ktorého procesu pri ich utváraní môže byť pri jednotlivých depresiach odlišná.

Čo sa týka veku depresii, predpokladáme, že najmä eolicky podmienené sa tvorili už vo würme, ale ich tvorba pokračovala i v holocéne. Za holocéne považujú obdobné menšie formy na terasách Žitavy i Lukniša Bučko (1953).

Líniové elevácie

Do tejto skupiny foriem reliéfu zaraďujeme dlhé, úzke, ploché a oblúkové vyvýšeniny, typické najmä pre dno tektonickej depresie. Patria sem elevácie medzi starými dolinami (tento typ sme z praktických dôvodov charakterizovali na inom mieste) a eolicky modelované elevácie.

Líniové elevácie eolického pôvodu sú situované na JZ a J od Abrahámu na pravej strane doliny Gidry. Sú to eolické erózne formy tvaru nízkych chrbtov smeru SZ-JV, vystupujúcich o 2-4 m nad okolitý terén dna tektonickej depresie. Medzi nimi sú zovreté pretiahnuté eolické depresie.

Predpokladáme, že chrbty i depresie boli vytvorené koncom würmu a dotvárali sa v holocéne. Vznikli pravdepodobne premodelovaním pozdĺžnej elevácie s väčšou

mocnosťou spráše. Je pravdepodobné, že eolická erózia sa spolupodieľala i na modelovaní ďalších chrbtov, nevystupujúcich výraznejšie z dna tektonickej depresie. Zrejmý je jej význam pri modelovaní plytkých elevácií medzi úvalinovitými zníženinami na tabuli.

Pieskové presypy

Pieskové presypy sú situované na agradačnom vale Dudváhu medzi Abraháмом a Malou Mačou, pri vyústení dnešnej Gidry do Podunajskej roviny, na nive Gidry na Z a J od Abrahámu, výnimočne i nad Pavlicami a na konci výbežku pahorkatiny pri Sládkovičove. Presypy sú súčasťou jedného z viacerých pásov presypov, známych z územia Podunajskej roviny, tiahnuceho sa od Abrahámu cez Sládkovičovo na Košúty, Mostovú a Tomášikovo (Ištók a Ižóf 1990). V študovanom území predstavujú nízke pahorky (max. 4 m rel.) tvorené zväčša prachovitým a jemnopiesčitým materiálom. Pôdorys presypov je najčastejšie eliptický alebo fazuľovitý. Presypy sa postavili do cesty Dudváhu i Gidre, ktoré sa museli cez ne predierať a obketať ich, čím vlastne ovplyvnili zmenu ich priebehu. Uloženie eolických akumulčných formácií (pokrovov, presypov) v študovanom území je podľa Ištoka (personálna komunikácia 1993) dôsledkom stretávania sa a následnej straty energie vzdušných hmôt od Z a ZSZ a od S a SZ (usmernených dolinou Váhu) v priestore Veľké Úľany-Čierna Voda-Sládkovičovo-Pavlice. Ako zdroj materiálu sa javia alúviá Váhu, Dudváhu, Čiernej vody, ale i menších tokov, ako napr. Gidry. Prachová prímes presypov môže naznačovať i sprasť Trnavskej pahorkatiny.

Podľa Lukniša (1972) sa pieskové presypy u nás tvorili aj počas starších glaciálov, zachovali sa však iba z posledného, a to prevažne z jeho konca. Súvisí to s tým, že sypký materiál dún rýchlo podlieha ničivým silám. Presypy neďalekých Máčanských vrškov boli datované do würmu na základe identifikácie 2 pochovaných fosílnych pôd z interstadiálov W₁₋₂ a W₂₋₃ (Bárta 1957). Podľa Ištoka a Ižófa (1990) prevažná väčšina presypov na území okresu Galanta (kde patria i presypy študovaného územia) je holocénneho veku. Aj Kvitkovič et al. (1956) konštatujú, že prítomnosť presypov na holocénnych agradačných valoch dokazuje miestne previevanie piesku v období holocénu. Na základe uvedeného predpokladáme, že presypy v študovanom území sú pravdepodobne holocénneho veku. Uvedenou otázkou sa však bude potrebné ešte detailnejšie zaoberať a predpoklad doložiť použitím exaktných metód.

Agradačné valy a mokrade

Príľahlá časť Podunajskej roviny je vytvorená z agradačného valu Dudváhu a Úľanskej mokrade. Agradačný val Dudváhu vznikol akumuláciou fluvialneho materiálu v miestach voľakedajšieho toku Váhu v tektonicky poklesávajúcim území. Rovinná povrchová tvárnosť agradačného valu je narušená depresiami mŕtvych ramien a pieskovými presypmi.

Úľanská mokrad' predstavuje pôvodne zamokrenú depresiu pod pätou Trnavskej tabule, splytčenú hnilokalmi a zarastenú slatinnou rašelinou, ktorá je dnes už prakticky vyťažená.

CHRONOLOGICKÝ PREHLAD VÝVOJA RELIÉFU

Hlavnou geomorfologickou udalosťou študovaného územia bolo tektonické rozčlenenie tabule vytvorením otvorenej tektonickej depresie smeru SZ-JV. Pokles sa uskutočnil v starom würme alebo ešte pred ním. Na poklesnutom pruhu územia Gidra vo würme prekladala svoje koryto a ukladala doň štrkopiesčitý materiál. V priebehu würmu, najmä v neskorom, bolo celé územie pahorkatiny prekryté novou, v priemere 6 m mocnou vrstvou spraše. Spraš pokrývala nielen tabuľu ale aj dno depresie, korytá Gidry i jej náplavový kužeľ. Podľa Hrašku et al. (1960) proces sedimentácie spraši neprebíchal v jednom cykle a na miestach sedimentácie nastávalo lokálne vyvievanie materiálu a jeho prenášanie na väčšie alebo menšie vzdialenosti už v rámci samotnej sprašovej pahorkatiny. To nás oprávňuje predpokladať, že už vtedy boli založené väčšie úvalinové zníženia, líniové eolické depresie a elevácie. Boli vytvorené úvaliny súborom derážnych a úvalinovitých dolín súborom fluvialno-derážnych procesov. Váh bol v tom čase situovaný blízko okraja pahorkatiny (Ištók 1978).

V holocéne Gidra rozrušovala sprašový pokryv na dne doliny a jej ústí, pričom vytvorila stupeň. Uložila povodňové kaly v novej nive, ktorú získala podŕatím a následným ústupom sprašového stupňa. Medzi Cíferom a Voderadmi prekladala na základe etapovitých asymetrických poklesov v dne tektonickej depresie viackrát svoj tok, až sa stabilizovala v dnešnej doline. Váh medzitým ustúpil na V a jeho miesto zaujal Dudváh, ktorý tu uložil vlastný agradačný val s množstvom bočných ramien. Na jeho povrch, ako aj v ústí Gidry sa uložili pieskové presypy, ktoré spôsobili presuny oboch tokov. Na povrchu sprašových pokryvov bola vytvorená väčšina depresí a menšie úvalinové zníženia. Eolické procesy premodelovali čiastočne i formy vytvorené vo würme. Na okraji pahorkatiny okolité toky podtíňaním spôsobili ústup svahov a ich sprikrenie.

Výsledkom exogénnej morfogenézy vo würme a holocéne je charakteristický reliéf tabule i fluvialnej roviny. Tabuľa s miernym úklonom k JV sa vyznačuje minimálnou členitosťou reliéfu, pričom jej plochý charakter narušujú len plytké úvalinové zníženia, úvaliny, uzavreté depresie a úvalinovitá dolina Báhoňského potoka. Dno tektonickej depresie má obdobný charakter ako vyzdvižená tabuľa, iba k formám narušujúcim jej plochý povrch, prístupujú doliny dnešných tokov Gidry Ronavy, staré doliny Gidry a líniové, eolicky modelované elevácie, vystupujúce nad jej úroveň.

Veľký zásah do exogénnej modelácie reliéfu študovaného územia spôsobil človek. Odlesnenie územia a od čias rozvoja poľníctva jeho poľnohospodárske využívanie malo za následok obnovenie, resp. urýchlenie exogénnych procesov, a to najmä eolických a zrážkových. Tieto dve skupiny procesov sú i v súčasnosti hlavnými predstaviteľmi exomorfogenézy.

LITERATÚRA

- BÁRTA, J. (1957). Pleistocénne piesočné duny pri Seredi a ich paleolitické a mezolitické osídlenie. *Archeológia*, 1, 5-72.
- BUDAY, T., CAMBEL, B., MAHEL, M. et al. (1962). *Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR (1:200 000)*: Wien-Bratislava. Bratislava (Geofond).
- ČINCÚRA, J. (1967). Príspevok k veku poriečnej rovne v Západných Karpatoch (na príklade južnej časti Turčianskej kotliny). *Geografický časopis*, 19, 316-325.

- ČINČURA, J. (1970). Klimatické aspekty nivelizácie reliéfu slovenských Západných Karpát v neogéne. *Geografický časopis*, 22, 148-160.
- ČUBRIKOVÁ, E. (1990). *Rešeršné zhodnotenie západného Slovenska z hľadiska vhodnosti územia pre skládkovanie odpadov*. Interná štúdia SGÚ, IGHP Žilina, závod Bratislava.
- DLABAČ, M. (1960). Poznámky ke vzťahu medzi tvarem povrchu a geologickou stavbou Podunajskej nížiny. *Geologické práce*, 59, 69-101.
- HARČÁR, J. (1975). Podiel tektoniky na kvartérno-geologickom a morfológickom vývoji Pohronskej pahorkatiny a doliny Žitavy. *Geografický časopis*, 27, 25-29.
- HARČÁR, J. (1981). Stručná charakteristika terás Žitavy v Podunajskej nížine. *Geografický časopis*, 33, 72-90.
- HARČÁR, J. (1983). Tectonic influences on paleohydrography of the Žitava River in the Podunajská nížina (Danube Lowland). *Studia geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 16, 15-25.
- HRAŠKO, J., MINAŘIKOVÁ, D., ŠAJGALÍK, J. (1968). Zloženie a vlastnosti spraší veľkých nížinných riek. *Vedecké práce Laboratória pôdoznamectva*, 3, 245-283.
- HROMÁDKA, J. (1935). *Zemepis okresu Bratislavského a Malackého. 2: Malé Karpaty, Záhorská nížina, Podunajská nížina pri Bratislave*. Vlastivedný sborník okresu Bratislavského a Malackého, 2. Bratislava.
- IŠTOK, P. (1976). *Geomorfologická regionalizácia Podunajskej nížiny*. Rigorózna práca, Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského, Bratislava.
- IŠTOK, P. (1978). Poznámky k podielu tektoniky na vývoji reliéfu Podunajskej nížiny v okolí Serede. *Geografický časopis*, 30, 75-82.
- IŠTOK, P., IŽÓF, J. (1990). Podmienky vzniku a vývoja osídlenia krajiny dolného toku Váhu vo svetle geografických a archeologických prieskumov. *Štúdijské zvesti Archeologického ústavu SAV*, 26, 145-170.
- JANŠÁK, Š. (1950). Eolické formácie na Slovensku. *Zemepisný zborník SAVU*, 2, 5-48.
- KVITKOVIČ, J., LACIKA, J., BUČKO, Š. (1983). *Vyhodnotenie nivelačných bodov v Z časti Podunajskej nížiny - lokalita JE Jaslovské Bohunice, z hľadiska vplyvu exogénnych procesov za rok 1983*. Interná štúdia, Geografický ústav SAV, Bratislava.
- KVITKOVIČ, J., LUKNIŠ, M., MAZÚR, E. (1956). Geomorfológia a kvartér nížin Slovenska. *Geografický časopis*, 8, 101-106.
- KVITKOVIČ, J., PLANČÁR, J. (1975). Analýza morfoštruktúr z hľadiska súčasných pohybových tendencií vo vzťahu k hlbinej stavbe Západných Karpát. *Geografický časopis*, 27, 309-325.
- LEHOTSKÝ, M., STANKOVIANSKY, M. (1992). Detekcia zrážkových erózo-akumulačných procesov na základe stanovenia obsahu izotopu CS 137 v pôdnom profile. *Geografický časopis*, 44, 273-287.
- LUKNIŠ, M. (1969). Poznámky k vývinu reliéfu Podunajskej nížiny v okolí Nových Zámkov. *Studia Geographica*, 1, 45-50.
- LUKNIŠ, M. (1972). Reliéf. In Lukniš M., ed. *Slovensko, 2: Príroda*. Bratislava (Obzor), pp. 124-202.
- LUKNIŠ, M., BUČKO, Š. (1953). Geomorfologické pomery Podunajskej nížiny v oblasti medzi Novými Zámkami a Komárnom. *Geografický časopis*, 5, 131-168.
- MAHEL, M., KODYM, M., MALKOVSKÝ, M. et al. (1984). *Tektonická mapa ČSSR*. Bratislava (GÚDŠ-UÚG).
- MAZÚR, E. (1963). *Žilinská kotlina a prilahlé pohoria. Geomorfológia a kvartér*. Bratislava (SAV).
- MAZÚR, E., LUKNIŠ, M. (1978). Regionálne geomorfologické členenie SSR. *Geografický časopis*, 30, 101-125.
- MÍČIAN, L. (1990). Geomorfologické pomery okolia atómových elektrární J. Bohunice. In Míčian, L., ed. *Komplexná ekologická štúdia výstavby a prevádzky JE Jaslovské Bohunice*. Interná štúdia, Prírodovedecká fakulta univerzity Komenského, Bratislava.
- PÉCSI, M. (1964). *Ten years of physico-geographic research in Hungary*. Budapest (Akadémiai Kiadó).
- PRIECHODSKÁ, Z., HARČÁR, J. et al. (1988). *Vysvetlivky ku geologickej mape SV časti Podunajskej nížiny (1:50 000)*. Bratislava (GÚDŠ).
- STANKOVIANSKY, M. (1983). Smery súčasných exogénnych reliéftvorných procesov na Slovensku a pokus o ich klasifikáciu. *Geografický časopis*, 35, 419-425.
- STANKOVIANSKY, M., LEHOTSKÝ, M. (1992). Utilization of the pedogeomorphic approach in a study of valley network changes (on the example of the Gidra catchment in the Danube Lowland). In Stankoviansky, M., ed. *Abstract of papers. International symposium „Time, frequency and Dating in Geomorphology“*. Bratislava (Institute of Geography, Slovak Academy of Sciences) p. 43.
- ŠAJGALÍK, J., MODLITBA, I. (1983). *Spraše Podunajskej nížiny a ich vlastnosti*. Bratislava (Veda).
- ŠKVARČEK, A. (1979). Geomorfologické pomery SZ časti Podunajskej nížiny v okolí Tmavy. *Acta Facultatis Rerum Naturalium Universitatis Comenianae, Geographica*, 17, 103-117.

- URBAN, J., MOCHOŇ, A., JANIEC, J. (1990). Pseudokrasové tvary ve pražích vysočin středního Polska a jejich vznik. In: Wagner, J., ed. *Sborník referátů, IV. symposium o pseudokrasu s mezinárodní účastí*. Praha (Česká speleologická společnost), pp. 98-106.
- VAŠKOVSKÝ, I. (1971). Morfológia podložia kvartéru Trnavskej pahorkatiny. *Geologické práce, Správy*, 55, 59-64.
- ZATKO, M. (1959). Geomorfologické pomery v oblasti Dubová-Častá-Dol'any v strednej časti Malých Karpát. *Acta Geologica et Geographica Universitatis Comenianae, Geographica*, 1, 49-84.

Miloš Stankoviánsky

THE RELIEF DEVELOPMENT OF THE SOUTHERN PART OF THE TRNAVSKÁ TABUĽA TABLE

The aim of the contribution is to assess the endogenic and exogenic morphogenesis of the lower Gidra Basin and the contiguous terrain in the southern part of the Trnavská tabuľa Table in the Würm and the Holocene on the basis of geomorphic analysis and detailed geomorphic mapping.

Tectonics of NW-SE direction that dissected the table into the set of relatively more or less uplifted blocks was of the dominant importance within the framework of the endogenic morphogenesis of the study area. Higher uplifted blocks represent the proper table, the lower blocks represent the tectonic depression with the shape of narrow rectangle elongated in the NW-SE direction and open to the Danube Plain. The length of the depression is roughly 15 km, its width is 3-4 km and depth 9-14 m. A significant trait of the relief development of the bottom of the depression is a multiple shift of the Gidra channel in the Holocene as proved by the presence of fluvi-haplic phaeols in the alluvia in the abandoned old flowless valleys.

Participation of the fluvial, aeolian, cryo-gravitational and pluvial processes, processes associated with the activity of the ground water as well as anthropogenic processes in the origin of the dominant forms of the relief of the study area was assessed within the framework of the exogenic morphogenesis. In the region of the Trnavská tabuľa Table, i.e. in the proper Table and in the bottom of the tectonic depression the development of the group of the depression forms, elevation forms and marginal slopes was characterized. From among the depression forms recent valleys with well-developed flood plains, old flowless valleys, dell-like valleys, dell-like lowerings, dells and closed depression, out of the elevation forms the linear elevation in the bottom of the tectonic depressions and dunes were characterized. In the territory of the Danube plain the development of aggradation ridges and backswamp depressions were characterized.

Chronological survey of the relief development of the study area in the Würm and Holocene forms part of the contribution.

Fig. 1. Scheme of the situation of the study area.

1. The Trnavská pahorkatina Hillyland, 1.1 The Podmalokarpatská pahorkatina Hillyland, 1.2 The Trnavská tabuľa Table, 2. The Dolnovážska niva Floodplain, 2.1 The Dudvážska mokrad' Swamp, 3. The Nitrianska pahorkatina Hillyland, 4. The Danube plain, 4.1 The Ťľanská mokrad' Swamp, 4.2 The Salibská mokrad' Swamp, 5. The Little Carpathians. (geomorphic units after Mazúr, Lukniš, 1978)

Fig. 2. Transversal profiles through the tectonic depression.

Fig. 3. Geomorphic map of the southern part of the Trnavská tabuľa Table.

1. THE RELIEF OF THE TRNAVSKÁ TABUĽA TABLE - MORPHOSTRUCTURAL UNITS

A. Relatively more uplifted block system of the table-like character, B. Relatively less uplifted block system (tectonically conditioned open depression), B.1 Depression sides, B.2 Depression floor (including its continuation towards south-east outside the proper depression).

MORPHOSCULPTURAL UNITS

1.1 Depression landforms, 1.1.1 Bottoms of the present fluviually modelled valleys with well developed floodplains, 1.1.2 Bottoms of old flowless, originally fluviually modelled valleys, 1.1.3 Bottoms of dell-like, fluviual-derationally modelled valleys, 1.1.4 Dell-like lowerings of polygenetic origin and dells, 1.1.5 Closed depressions of polygenetic origin, 1.1.6 Wind-gaps, 1.2 Elevation landforms, 1.2.1 Linear elevations between the old valleys, 1.2.2 Aeolian linear elevations, 1.2.3 Dunes, 1.2.4 Colluvial cones, 1.3 Fluviually undercut marginal slopes of the Trnavská tabuľa Table.

2. THE RELIEF OF THE DANUBE PLAIN - MORPHOSTRUCTURAL UNITS

C. Relatively dropped block system

MORPHOSCUPTURAL UNITS

2.1 Aggradation ridges, 2.2 Backswamp depressions

3. OTHER SIGNS

3.1 Settlements, 3.2 Roads, motorways, 3.3 Railways, 3.4 Streams, 3.5 Reservoirs, 3.6 Loampits, 3.7

Altitudes in meters. C. - Cífer, S.N.V. - Slovenská Nová Ves, V. - Voderady, P.- Pavlice, P.Ú - Pusté Úľany.

Translated by H. Contrerasová