

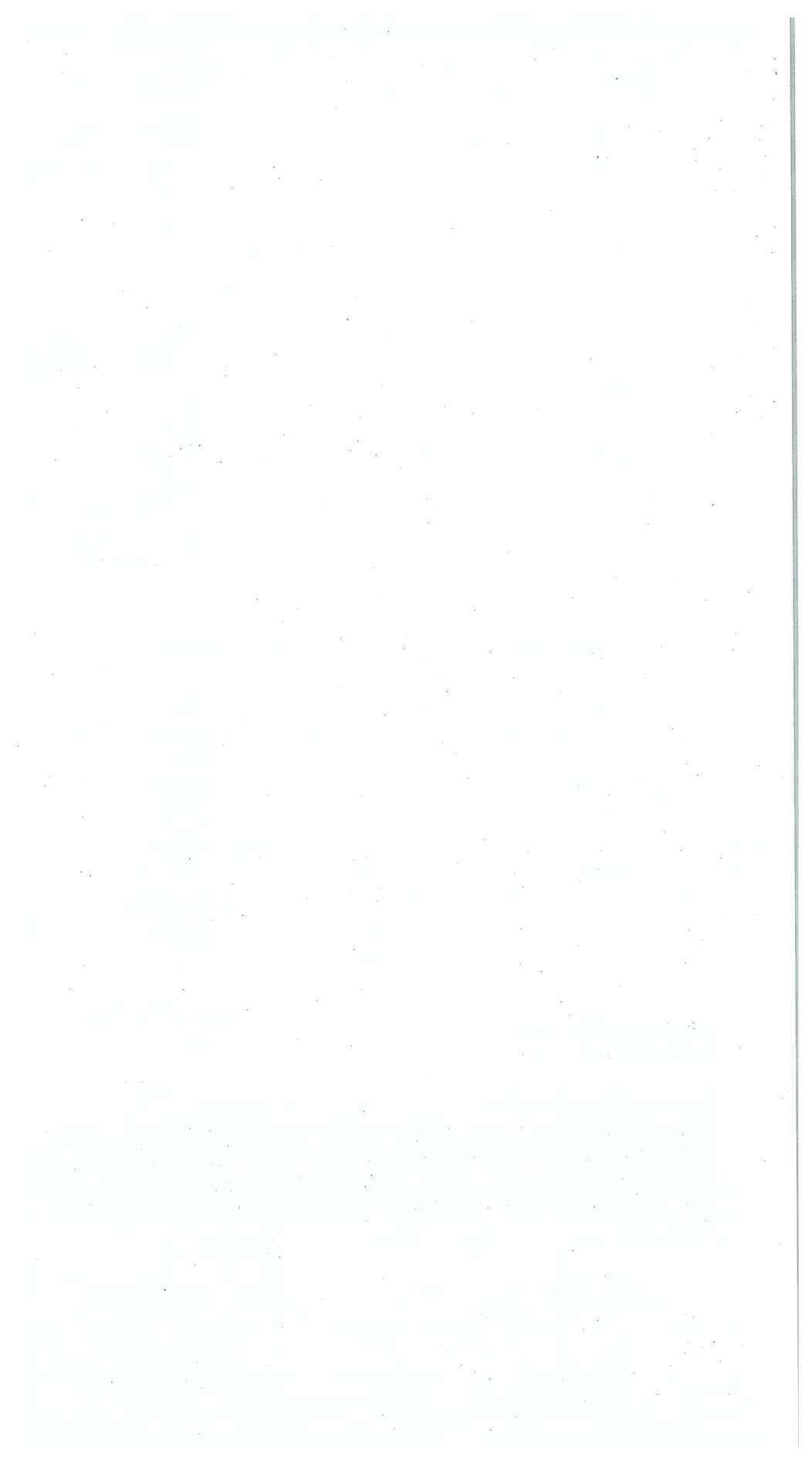
# Vysvetlivky k neotektonickej mape Slovenska

1 : 500 000

Zostavovateľ: Juraj Maglay



GEOLOGICKÁ SLUŽBA SLOVENSKEJ REPUBLIKY



Predseda redakčnej rady:

RNDr. Milan POLÁK, CSc.

Členovia redakčnej rady:

RNDr. Michal ELEČKO, CSc., RNDr. Vladimír HANZEL, CSc., RNDr. Milan KOHÚT, CSc., RNDr. Vlastimil KONEČNÝ, CSc., RNDr. Jaroslav LEXA, CSc., RNDr. Pavol LIŠČÁK, CSc., RNDr. Ján MELLO, CSc., RNDr. Michal POTFAJ, CSc., RNDr. Ján PRISTAŠ, CSc., RNDr. Stanislav RAPANT, CSc., RNDr. Jozef VOZÁR, CSc.

Rudolf Halouzka, Juraj Maglay, Vladimír Baňacký,  
Ján Pristaš, Juraj Janočko, Jozef Hók

# Vysvetlivky k neotektonickej mape Slovenska

1 : 500 000

Zostavovateľ: Juraj Maglay



GEOLOGICKÁ SLUŽBA SLOVENSKEJ REPUBLIKY

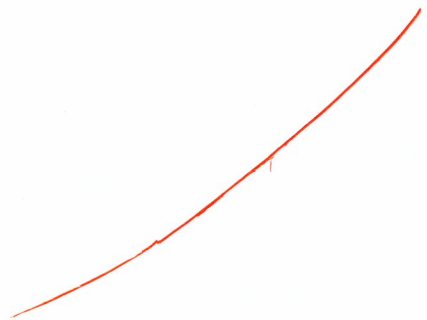
© Geologická služba Slovenskej republiky, Vydavateľstvo Dionýza Štúra, Bratislava 1999

**ISBN 80-88974-18-6**

# OBSAH

ÚVOD	7
NEOTEKTONICKÝ VÝVOJ ZÁPADNÝCH KARPÁT A PANÓNSKEJ PANVY NA ÚZEMÍ SLOVENSKA V OBDOBÍ VRCHNÝ PLIOCÉN AŽ KVARTÉR	11
I. časť: PODSÚSTAVA ZÁPADNÝCH KARPÁT	12
1. POZITÍVNE JEDNOTKY (pohoria)	13
2. NEGATÍVNE JEDNOTKY (medzihorské kotliny a kotliny vnútrokarpatskej zóny)	13
PODTATRANSKÁ KOTLINA	13
Liptovská kotlina a Západné Tatry	13
Popradská kotlina, Vysoké Tatry a Belianske Tatry	14
Ľubovnianska kotlina	16
ORAVSKÁ KOTLINA A HORSKÉ POVODIE ORAVY	16
Oravská kotlina	16
Horské povodie Oravy	17
KOTLINY HORNÁDU	17
TURČIANSKA KOTLINA	18
ŽILINSKÁ KOTLINA	19
HOREHRONSKÉ PODOLIE	19
ZVOLENSKÁ KOTLINA A DOLINA HRONA	20
PLIEŠOVSKÁ KOTLINA	22
ŽIARSKA KOTLINA A DOLINA HRONA	22
HORNONITRIANSKE KOTLINY	23
JUHOSLOVENSKE NÍŽINNÉ KOTLINY A VULKANICKÉ VRCHOVINY	23
Ipeľská kotlina	24
Lučenská kotlina a Cerová vrchovina	24
Rimavská kotlina	25
II. časť: PODSÚSTAVA PANÓNSKEJ PANVY	26
1. POZITÍVNE JEDNOTKY (nížinné pahorkatiny)	26
2. NEGATÍVNE JEDNOTKY (roviny nížin a nížinných kotlin)	26
BORSKÁ (ZÁHORSKÁ) NÍŽINA	26
PODUNAJSKÁ NÍŽINA	27

Podunajská rovina	28
Podunajská pahorkatina	29
Trnavská pahorkatina	30
Nitrianska pahorkatina	31
Žitavská pahorkatina	31
Hronská pahorkatina	32
VÝCHODOSLOVENSKÁ NÍŽINA	33
NÍŽINNÉ KOTLINY, KOŠICKÁ A TURNIANSKA	35
III. časť: VÝVOJ DOLINY VÁHU OD PÚCHOVSKÉHO PRIELOMU PO ÚSTĚ	36
Neotektonický vývoj v pliocéne	36
Neotektonický vývoj v spodnom pleistocéne	37
Neotektonický vývoj počas stredného pleistocénu	38
Neotektonický vývoj vo vrchnom pleistocéne a holocéne	38
ZÁVER	40
LITERATÚRA	41



## ÚVOD

Na základe predchádzajúcich dlhoročných požiadaviek a záujmu vedeckej i aplikovanej sféry slovenskí odborníci z oblasti geológie v 90. rokoch pracovali na projekte *Geodynamický vývoj Západných Karpát v kvartéri* (Baňacký et al., 1993; Halouzka et al., 1997; Maglay et al., 1993). Po skončení a vyhodnotení výskumných prác vznikla možnosť zostaviť **neotektonickú mapu Slovenska**, a to v takej podobe, aby sa mohla poskytnúť širšej odbornej i laickej verejnosti a zaručila tak mnohostranné praktické využitie. Táto mapa poskytuje základné informácie potrebné napr. pri budovaní skládok toxického a rádioaktívneho odpadu (Hók et al., 1999), zakladaní väčších strategických stavieb, priehrad, cestných komunikácií, tunelov a inde.

Základným cieľom zostavenia neotektonickej mapy v mierke 1 : 500 000 bolo v prehľadnej podobe zobrazit' priebeh a rozšírenie, ako aj stavbu a charakteristiku tektonických línií a štruktúr najmladšieho obdobia posledného megacyklu tektonického vývoja Západných Karpát a Panónskej panvy (Kováč a Baráth, 1995; Kováč et al., 1997; Hrašna, 1998) vrátane zobrazenia sprievodných prejavov tektonickej aktivity a znázornenia kvantifikácie vývoja jednotlivých tektonických štruktúr.

V dôsledku veľkého pokroku v systematickom výskume geológie kvartéru a neogénu Slovenska sa za posledných 25–30 rokov pri identifikácii neotektonicky aktívnych línií a štruktúr otestovala a preukázala účelnosť rôznych metód výskumu mladej tektoniky. Súbežne s tým sa v poslednom období pri podpore výsledkov výskumu z oblasti štruktúrnej geológie spresňuje chronostratigrafická definícia neotektonickej aktivity. Zároveň sa potvrdzuje, že táto aktivita nie je (napriek istým špecifikám) osobitým fenoménom, odlišným od bezprostredne staršej aktivity, ale jej pokračovaním.

*DEFINOVANIE POJMU NEOTEKTONIKA* v zásade naráža na problémy rôznych názorov, pohľadov a chápania tektonických procesov, doby a intenzity ich trvania, ako aj veľkosti územia, ktoré postihli. Najčastejšie sa operuje s hľadiskom času, menej však už s hľadiskom, ktoré môžeme nazvať geologickým, resp. tektonicko-geologickým. Vo všeobecnosti pojem *neotektonika* zahŕňa najmladšie tektonické procesy a udalosti, ktoré postihli dané územie. Slemons (in Stewart a Hancock, 1994) napríklad chápe neotektoniku ako tektonické udalosti a tektonické procesy, ktoré sa odohrali po miocéne. Podľa Mörnerna (1990) zase neotektonické udalosti a procesy sa začínajú v odlišných regiónoch v odlišnom čase v závislosti od aktuálneho tektonického režimu. Podľa tohto autora za neotektonické môžeme zároveň považovať tie udalosti, ktoré vznikli v minulosti a pretrvávajú dodnes. Muir, Wood a Mallard (1992) zastávajú podobný, aj keď mierne modifikovaný názor v tom zmysle, že neotektonické udalosti a procesy sú tie, ktoré vznikli alebo pretrvávajú v aktuálnom tektonickom režime. Na rozdiel od toho Pospíšil et al. (1992) pre neotektonické pohyby v Západných Karpatoch definovali časový úsek až od sarmatu po kvartér, t. j. od obdobia, ktoré nasleduje bezprostredne po posledných prejavoch vrásových a príkrovových pohybov.

V celom tektonickom vývoji Západných Karpát a Panónskej panvy je možné vydeliť niekoľko tektonicko-sedimentárnych megacyklov, z ktorých práve začiatok posledného sa kladie na hranicu miocén/pliocén (Kováč a Baráth, 1995;



Kováč et al., 1997). Zhodne so začiatkom posledného megacyklu, t. j. od začiatku pliocénu, sa zároveň zmenili charakteristiky napät'ového poľa, ktoré pretrvávajú do recentu (Bada, 1999). Hrašna (1998) definuje pojem neotektonika pre územie Slovenska ako tektonické udalosti a procesy, ktoré sa odohrali v období od konca miocénu po recent, teda v časovom úseku megacyklu zahŕňajúcom posledných 5,4 milióna rokov. Neotektonická mapa Slovenska svojim obsahom zasahuje ešte bližšie k súčasnosti a v prehľadnej podobe zobrazuje najmladšie tektonické procesy a udalosti, ktoré vznikli alebo pretrvávajú v aktuálnom tektonickom režime. Obdobie pliocénu sa v nej považuje len za iniciálne obdobie pre neotektonický vývoj v kvartéri, tvoriaci základ obsahu mapy. Vzhľadom na to, že v porovnaní so staršími útvarmi obdobie kvartéru je extrémne krátke a na území Slovenska, navyše, reprezentované výlučne kontinentálnym vývojom, situácia znázornená na mape sa neobmedzuje striktne len na kvartérne obdobie. Zachytáva pohyby v časovom diapazóne **posledných 3,5 mil. rokov**, čím zohľadňuje aj dynamiku obdobia vrchného pliocénu. Ďalším dôvodom na rozšírenie sledovaného obdobia kvartérneho tektonického vývoja a geodynamiky sa v praxi často javí problematické odčlenenie sedimentov vrchného pliocénu a spodného pleistocénu napríklad v dôsledku pozvoľného sedimentačného prechodu v subsidenčných oblastiach, resp. tomu zodpovedajúceho kontinuálneho tektonického vývoja na hranici pliocén/kvartér.

*NEOTEKTONICKÁ MAPA SLOVENSKA* po prvýkrát v uvedenom rozsahu predstavuje kvalitatívne a plošné vyhodnotenie posledného cyklu najmladšej tektonickej aktivity Západných Karpát a Panónskej panvy na území Slovenska. Znázorňuje výslednú štrukturalizáciu tektonickej aktivity tohto cyklu geodynamického vývoja. Zaznamenáva v ňom relatívnu dynamiku predbežne len vertikálnych pohybov jednotlivých, v danej mierke rozlíšiteľných kryhových štruktúr – blokov. Zobrazuje ich aktuálny stav a z toho vyplývajúce pravdepodobné pohybové tendencie prognózy následného vývoja tektonickej aktivity v ďalšom geologickom období. Tým zaručuje široké praktické využitie a je jedinou mapou svojho druhu nielen u nás, ale aj v ostatných štátoch Európy.

Táto mapa svojim obsahom predstavuje účelovú syntézu veľkého množstva vyhodnotených starších i najnovších a najaktuálnejších údajov, spracovaných pre II. etapu projektu *Geodynamický vývoj Západných Karpát v kvartéri* (Baňacký et al., 1993; Maglay et al., 1993; Halouzka et al., 1997). Ako podklad na tvorbu mapy z hľadiska charakteru obsahu a kvality sa využili najvhodnejšie použiteľné poznatky a údaje získané pri dlhodobom regionálnom geologickom mapovaní Slovenska a následnom zostavovaní máp regiónov v mierke 1 : 50 000. Do výsledkov z mapovania boli zahrnuté aj všetky predchádzajúce dostupné údaje o príslušných regiónoch (literatúra, staršie prieskumné vrtné, sondážne a iné technické práce) vrátane údajov z prác negeologických inštitúcií. Tieto údaje sa priebežne aktualizovali a dopĺňali o nové údaje z bývalého Geofondu, terajšieho pracoviska Geologickej služby SR v Bratislave, ako aj o výsledky iných tematických prác s podobným zameraním (Kopecký, 1973).

*METÓDY ZOSTAVENIA MAPY* tvoria pomerne široké spektrum, sumárne však boli využité najmä údaje získané aplikáciou všeobecne prijímaných a odporúčaných metód. Na identifikáciu prvkov dôležitých na zostavenie neotektonickej mapy boli popri vybraných geologických metódach zároveň použité aj rozličné geomorfologické (morfometria, geomorfologická analýza) a iné podporné me-

tódy (Urbánek, 1993; Hók et al., 1999). V zásade ide o rozbor a neotektonickú interpretáciu údajov pochádzajúcich najmä z dlhoročného komplexného a podrobného systematického územného výskumu a geologického mapovania kvartéru v mierkach 1 : 25 000 a 1 : 10 000, uskutočňovaného približne od roku 1960, ako aj o využitie záverov z prevažne kvartérnej paleogeografie (najmä paleogeomorfológie a paleohydrografie). Pri rozbere relatívnej výšky a hrúbky terasových akumulácií, zarovnaných povrchov a dnových fluviálnych akumulácií tak v priečnych, ako aj v pozdĺžnych spádových profiloch boli použité aj porovnávacie morfometrické údaje. V subsidenčných celkoch zasa prevládali geologické údaje o hrúbke a charaktere sedimentárnej výplne negatívnych štruktúr pochádzajúcich z vyhodnotení a rozborov vrtných alebo geofyzikálnych profilov a vrto.

Pri zostavovaní mapy boli zohľadnené aj výsledky získané pri štúdiu recentných vertikálnych pohybových tendencií zemskej kôry na území Slovenska, spracované geodetickými metódami za posledné desaťročia. Pri tejto problematike sme sa opierali predovšetkým o najnovšie publikované práce zamerané na izolínie vertikálnych pohybov (Vanko, 1988; Vanko a Kvitkovič, 1980; Vanko a Vyskočil, 1987; Kvitkovič a Plančár, 1975, 1977; Kvitkovič a Vanko, 1990; Marčák et al., 1976; Kvitkovič, 1993; Joó, 1992). Údaje o recentných vertikálnych pohybových tendenciách boli korelované s hodnotami hrúbky kôry (Horváth, 1993; Šefara et al., 1996) a teplotného toku (Franko et al., 1995). Z uvedeného je možné jednoznačne sledovať závislosť hrúbky kôry od vertikálnych pohybových tendencií. Hodnoty tepelného toku dosahujú maximum na východnom Slovensku nad oblasťou stenčenej kôry. Maximum hodnôt tepelného toku v Podunajskej nížine je posunuté do areálu stredoslovenských neovulkanitov a nepochybne súvisí s postvulkanickou aktivitou a aktivitou stredoslovenského zlomového systému.

Pri zostavovaní mapy boli zároveň použité aj výsledky paleostresovej analýzy (Hrašna, 1997) z tektonicky porušených pliocénnych a kvartérnych sedimentov. Získané výsledky umožnili detailizovať funkciu a charakter zlomových línii. V regiónoch, v ktorých bola dostatočná geofyzikálna preskúmanosť, sa výsledky paleostresových analýz korelovali s výsledkami geofyzikálnych prác.

Pomocou spracovania údajov z leteckých a satelitných snímok a čiastočne aj seizmologických údajov slúžiacich na odhad recentných napäťových polí bola postupne pomerne detailne vyhodnotená diferencovanosť, rýchlosť a etapovitosť poklesávania, resp. výzdvihu jednotlivých tektonických blokov. Systematickým vyhodnotením najmladších tektonických pohybov v nadväznosti na jednotlivé vyčlenené štruktúry bolo možné získať pomerne ucelený obraz nielen o samotných pohyboch, ale aj o ich zmenách počas jednotlivých geochronologických stupňov. Okrem toho bolo možné analyzovať ich dispozíciu na geomorfologickú činnosť (intenzitu erózie, denudácie a akumulácie) a následne vyhodnotiť a posúdiť genézu, súčasný stav a prognózu ďalšieho vývoja štruktúr.

*PRINCÍP A SPÔSOB ZNÁZORNENIA* je na mape zrejмый z vysvetliviek značiek, ktoré sú jej súčasťou. Sú na nej vyznačené línie neotektonických dislokácií a nimi limitované územné jednotky – neotektonické štruktúry.

Územie zobrazené na mape je pomocou základného farebného členenia plôch diferencovaných tektonických blokov rozdelené v najvyššej kategórii na:

A) súhrny neotektonických štruktúr **pod sústavy Západných Karpát**, združujúcej v pod sústave dominujúce pozitívne (zdvižové) jednotky – pohoria – i relatívne negatívne (poklesové) jednotky – medzihorské kotliny;

B) súhrny neotektonických štruktúr **pod sústavy Panónskej panvy**, združujúcej taktiež relatívne pozitívne jednotky – nížinné pahorkatiny okrajových častí panví, i v pod sústave dominujúce negatívne jednotky – roviny a neotektonické panvové depresie. .

Jednotlivé pozitívne i negatívne štruktúry v pod sústave Západných Karpát sú pritom vyjadrené teplými farebnými odtieňmi (č. 1–10) a v pod sústave Panónskej panvy studenými farebnými odtieňmi (č. 11–20). Každá zo štyroch skupín pozitívnych i negatívnych jednotiek je podľa intenzity a veľkosti relatívnych pohybov, od veľmi veľkých po veľmi malé (a naopak), rozdelená na 5 stupňov, čomu zodpovedá 5 stupňov sýtosti tej-ktorej farby (napr. negatívnym jednotkám pod sústavy Panónskej panvy zodpovedá 5 stupňov modrej, č. 16–20). Takýmto názorným spôsobom je na mape vyjadrených celkovo 20 stupňov relatívnych vertikálnych pohybov neotektonických štruktúr a im zodpovedajúcich 20 farebných odtieňov a číselných indexov. Jednotky (štruktúry) s maximálnou intenzitou a hodnotou relatívneho pohybu bez rozdielu smerovej tendencie vertikálnych pohybov majú vždy najtmavší odtieň danej farby, jednotky s veľmi slabým pohybom sú vyjadrené najsvetlejším farebným odtieňom danej farby.

Mapa okrem plošných prvkov obsahuje celý rad lineárnych značiek vymedzujúcich jednotlivé neotektonické bloky. Ide predovšetkým o zistený a predpokladaný priebeh neotektonických zlomových línií, pričom v zobrazených častiach Panónskej panvy sú, navyše, línie zlomov označené zodpovedajúcimi farbami stratigrafie, vyjadrujúcimi vek ich prevažujúcej, resp. najmladšej aktivity.

Okraj územia recentného panvového poklesu (Gabčíkowska panva) je na mape znázornený osobitným symbolom, rovnako ako zvláštny typ neotektonických štruktúr – klenby (Pristaš in Vass et al., 1992b).

Vybrané sprievodné znaky neotektonickej aktivity, akými sú napr. výskyty sladkovodných vápencov, travertínov a penovcov, resp. prejavy najmladšieho vulkanizmu (Šimon a Halouzka, 1996; Vass et al., 1992a), sú zobrazené bodovými značkami.

## NEOTEKTONICKÝ VÝVOJ ZÁPADNÝCH KARPÁT A PANÓNSKEJ PANVY NA ÚZEMÍ SLOVENSKA V OBDOBÍ VRCHNÝ PLIOCÉN AŽ KVARTÉR

V porovnaní so staršími geologickými útvarmi je obdobie kvartéru extrémne krátke. Napriek tomu však poskytuje možnosť pomerne podrobného a priameho štúdia dočasných geologických javov, prebiehajúcich na území strednej Európy v tom období v podmienkach kontinentálneho, väčšinou subaerického vývoja (Ložek, 1973; Vaškovský, 1977). Tieto javy sú všeobecne výsledkom vzájomnej interakcie množstva endogénnych, a zvlášť pre kvartér charakteristických exogénnych procesov. Pokiaľ ide o obsahovú stránku mapy, nebolo dôležité zaoberať sa len idiografiou a priestorovým rozložením jednotlivých skúmaných javov, ale predovšetkým zmenou ich kvality vo vymedzenom časovom úseku, čím nadobudli dynamický charakter. Všetky javy zobrazené na mape treba teda v širšom zmysle slova chápať ako momentálny stav interakcie vnútornej a vonkajšej geodynamiky. Aj keď z tohto hľadiska geologický vývoj najmä v kvartéri predurčujú predovšetkým exogénne procesy v podobe špecifických účinkov pleistocénnej klímy, na mape sú akceptované najmä tie faktory, ktoré sú najvýraznejším odrazom vnútornej geodynamiky, teda najmladšej tektoniky skúmaného územia Západných Karpát a severných výbežkov Panónskej panvy.

Toto územie už svojim mladým reliéfom – na jednej strane pomerne členitým reliéfom horských oblastí, a na druhej strane hladkým reliéfom priľahlých panví či kotlín – poukazuje na základné tendencie vývoja hlavných morfoštruktúr (Mazúr, 1980), sprevádzaného mladou a intenzívnou zlomovou tektonikou spojenou s prejavmi seizmickej činnosti. Morfoštruktúry horských oblastí Karpát s pozitívnou pohybovou tendenciou (elevácie) nám vďaka podrobným morfoanalytickým metódam sice poskytli prvé a základné údaje o intenzite pohybov v kvartéri, no väčšinou neposkytli možnosť priameho štúdia sedimentov (Bajaník et al., 1983; Bajaník et al., 1984; Klinec, 1976). Dôvodom je to, že ide prevažne o znosové oblasti poznačené silnou eróziou a denudáciou s minimom zachovaných vrchnopliocénnych a spodnopleistocénnych sedimentov. Z tohto hľadiska prejavy kvartérneho vývoja sú najvýznamnejšie predovšetkým v depresiách, reprezentovaných medzihorskými kotlinami Karpát, okrajovými pahorkatinami a nížinami panví, kde je zdanlivo málo členitý reliéf výsledkom kompenzácie mladých tektonických pohybov akumuláčnými procesmi. V dôsledku toho sa na týchto miestach stretávame aj s niekoľko sto metrov hrubou kvartérnou akumuláciou. Práve tieto subsidenčné oblasti sú už niekoľko desaťročí objektom podrobného výskumu a pre mapu poskytli, na rozdiel od horských oblastí, oveľa ucelenejšie informácie o tektonike počas vrchného pliocénu a kvartéru.

Kvartérnogeologický výskum a v nadväznosti na to v posledných rokoch aj geodynamický a tektonický výskum prebiehal v jednotlivých regiónoch nerovnomerne a nevyvážene. Aj napriek tomu systematickým zhodnotením neotektonických pohybov v rámci samostatne mapovateľných štruktúr, resp. tektonických blokov a na základe ich vzťahov k susedným štruktúram sa podarilo získať pomerne ucelený obraz o pohyboch a ich zmenách počas jednotlivých chronologických stupňov pliocénu a kvartéru.

Z výsledkov vyplýva, že dynamika tektonických procesov Západných Karpát a Panónskej panvy bola aj v období vrchného pliocénu a kvartéru veľmi zložitá

a značne diferencovaná. Prejavuje sa to aj v častom striedaní pozitívnych a negatívnych tektonických štruktúr, a teda istou mozaikovitosťou reliéfu na mnohých miestach s prejavmi analogických procesov. Napriek súčasným diametrálnym rozdielom v geologickej preskúmanosti jednotlivých území za pomoci spomínaných metód bolo technicky možné pristúpiť ku globálnym záverom. Podarilo sa v tejto etape vytvoriť základný neotektonický model (mapu), platný pre celé územie Slovenska.

Pri nasledujúcej stručnej regionálnej charakteristike základných tektonických jednotiek, resp. v nich vyčlenených tektonických blokov s vyznačenou pohybovou tendenciou vychádzame v zásade z regionálneho geomorfologického členenia Slovenska (Mazúr a Lukniš, 1978). Toto členenie sa v plošnom vymedzení v podstatnej miere zhoduje s neotektonickým morfoštruktúrnym členením na tejto mape.

## I. časť: PODSÚSTAVA ZÁPADNÝCH KARPÁT

Vo vzťahu k jednotkám podsústavy Panónskej panvy (opísanej v 2. časti) sú jednotky horskej podsústavy Karpát vymedzené zväčša líniami zlomov neotektonického založenia. Územie Karpát zaberá väčšinu plochy Slovenska, pričom táto horská sústava ako celok vo vzťahu k okoliu, t. j. na Slovensku vo vzťahu k nížinným panvám, stúpa. Tento lokálne nerovnomerný, ale globálne pomerne výrazný a merateľný zdvih zemskej kôry pokračoval aj v najmladšej etape posledného tektonického megacyklu (Hók et al., 1997). Dnešné črty nadobudol mimoriadne bohatým a výrazným tektonickým rozčlenením, prebiehajúcim od stredného miocénu. Neotektonická diferenciácia štruktúr sa uskutočňovala prevažne vertikálnymi pohybmi pozdĺž najmladších zlomov, hoci ani horizontálne pohybové tendencie (strike-slip) nie sú zanedbateľné. Diferenciácia mala pásmovitý i blokovitý charakter, indikovaný zväčša predchádzajúcim geodynamickým vývojom. To predurčilo aj vznik terajších kombinovaných pásmovo-blokových neotektonických štruktúr podsústavy Západných Karpát.

Aktivitu a dynamiku neotektoniky slovenských Karpát možno najlepšie demonštrovať na väčšine ich **medzihorských kotlín**, kde sa doteraz komplexne skúmal a mapoval kvartér i vrchný pliocén. Patria sem neotektonicky najmobilnejšie, zväčša peritatranské, tzv. *vysoké kotliny* – Popradská a Liptovská, Oravská, Hornádska, Turčianska, okrem toho aj *stredohorské kotliny* stredného Považia, štruktúry Horehronského podolia a napokon aj *nížšie kotliny* stredného Pohronia na okraji i vnútri stredoslovenských neovulkanitov, t. j. v mobilnej sústave Zvolenskej, Pliešovskej a Žiarkej kotliny so spájajúcou dolinou Hrona.

Osobitné postavenie v neotektonickej štruktúrnej regionalizácii celej karpatsko-panónskej oblasti má **vnútrokarpatská zóna**, t. j. pás nížinných **juhoslovenských kotlín** (Ipel'ská, Lučenská a Rimavská), lemovaný vnútorným pásmom vulkanických pohorí, vrchovín a pahorkatín **Severomaďarského stredohoria** (Börzsöny, Cserhát, Salgótarjánska a Cerová vrchovina, Mátra). Obe pásma sú typickou neotektonickou prechodnou zónou vo vzťahu k hlboko poklesnutým štruktúram opozitnej sústavy panví, presnejšie vo vzťahu k východnej panve, t. j. Veľkopanónskej čiže Alföldskej. Celá vnútrokarpatská zóna má svojim charakterom prevažujúcu tektogenetickú afinitu k vlastnej horskej sústave Karpát.

Všetky kotliny sú neotektonicky limitované, regionálne štrukturalizované a vnútorne rozčlenené. Neotektonické pohyby sú rekonštruované podľa dife-

renciácie, hrúbky, litofácií a spôsobu uloženia sedimentov kvartéru a vrchného pliocénu v glaciálu a fluviálnom vývoji. Kotliny sú najcharakteristickejším prejavom neotektonického vývoja Západných Karpát, teda aj neotektonicky pozitívnych územných jednotiek – pohorí, ktorými sa zaoberáme len okrajovo (Koráb, 1983) a ich tektogenézu uvádzame v súvislosti s vývojom kotlín.

### 1. POZITÍVNE JEDNOTKY (pohoria)

### 2. NEGATÍVNE JEDNOTKY (medzihorské kotliny a kotliny vnútrokarpatskej zóny)

## PODTATRANSKÁ KOTLINA

Najvyššie karpatské pohorie Tatry v pásme Západných, Vysokých a Belianskych Tatier a ich južné predpolie – Podtatranská kotlina – predstavujú územie s najväčšou a najintenzívnejšou doloženou neotektonickou aktivitou v slovenských Karpatoch (Halouzka, 1993b).

Podtatranská kotlina pozostáva z dvoch odlišných neotektonických makroštruktúr – z tzv. vysokých kotlín, Liptovskej a Popradskej, oddelených hrasťou medzištruktúry štrbského prahu. V neotektonickom období, no najmä v kvartéri, sa kotliny sformovali na zložitú sústavu kryhových čiastkových štruktúr – blokov, ktoré v obidvoch kotlinách nadobudli výrazne odlišný tektonický charakter a intenzitu vertikálnych pohybov.

### Liptovská kotlina a Západné Tatry

Kotlinu ako neotektonický celok vymedzujú nasledujúce zlomové línie: zo severu výrazný úpätný zlom Západných Tatier, z juhu úpätné zlomy Nízkyh Tatier, presnejšie vážsky a bielovážsky, resp. važecký. Priečne zlomy ssv.-jjz. smeru, hybický a kvačiansky, zasa limitujú kotlinovú makroštruktúru z východu a západu (Halouzka, 1997b).

Vnútrokotlinové neotektonické členenie na čiastkové bloky určujú neotektonicky aktívne zlomy zhruba dvoch smerov: S–J (staršie), a najmä SV–JZ, resp. VSV–ZJZ, ktorých aktivita je preukázateľne mladšia (Halouzka, 1987). Toto členenie sa v západnej a východnej časti kotliny navzájom čiastočne odlišuje.

**Západná časť** kotlinovej morfoštruktúry leží medzi vavrišovskou poklesovou kryhou na východe a okrajovým kvačianskym zlomom na západe. Sú tu priečne zlomové línie oboch uvedených smerov.

Príkladom kvartérnych tektonických línií a štruktúr v západnej časti kotliny sú staršie, s.-j. zlomové línie, smrečianska a ondrejská, so spodnopleistocénnou aktivitou. Vznik mladšieho systému zlomov smeru SV–JZ alebo VSV–ZJZ už na začiatku plenipleistocénu (v mindeli) vyvolal ohyb 3 tokov (Jaloveckého potoka, Smrečianky a Trnovca) a ich migráciu na západ, do zhruba súčasného priebehu a smerovania dolín v kotline, teda do poklesových tektonických blokov – bobroveckého s Jaloveckým potokom a žiarskeho s potokom Smrečianka. Dočasným pôsobením obidvoch zlomov súčasne v mindeli vznikla aj dočasná bifurkácia tokov Jaloveckého potoka a Smrečianky, ktorá do nástupu risského obdobia zanikla.

Neotektonické pomery vnútri **východnej časti** kotliny, situovanej od vavrišovského poklesového bloku na západe po hybické okrajové zlomy štrbského prahu na východe, na rozdiel od západnej časti kotliny, charakterizuje prítomnosť

čiasťkových priečných kvartérnych štruktúr a línií iba mladšieho systému zlomov so smermi SV–JZ a VSV–ZJZ. V tejto časti kotliny možno vyčleniť výraznú poklesovú vavrišovskú kryhu so zlomom Hornej Belej a paralelne priľahlé jednotky dvoch relatívne stúpajúcich kryh, t. j. kryhy Liptovskej Kokavy a prechodnej kryhy medzi kotlinou a pohorím, Východnej, najviac tektonicky vyzdvihnutej po bielovážsky, čiže važecký zlom. Na týchto dvoch spomínaných kryhách sa v začiatkoch kvartéru sformovala rozvodnica bazénov osamostatňujúcej sa Belej a Bieleho Váhu. Neskôr na mladom hybickom zlome na rozhraní oboch kryh vznikla dolina a tok Hybice, vklinený medzi obidvoma bazénmi (Halouzka, 1987).

Vek staršej aktivity kvartérnej tektoniky je v Liptovskej kotline preukázateľný až po začiatky tvorby strednopleistocénnych akumulácií tokov, resp. do končiaceho sa starého pleistocénu. Mladšia aktivita sa javí ako viackrát opakovaná, no najviac sa prejavila ešte pred začiatkom sedimentácie a modelovania tzv. strednoterasových akumulácií tokov, teda v začiatkoch mladšej časti stredného pleistocénu.

Liptovská kotlina ako neotektonický celok v kvartéri vo vzťahu k okrajovým pohoriam (Západné Tatry, Chočské vrchy, Nízke Tatry) opakovane poklesávala. Kvartérny pokles nebol v priemere veľký ani intenzívny, pretože dno kotliny je v celej šírke vyplnené štrkovými náplavmi v terasovom vývoji. Relatívne najväčší pokles sa zistil na južnom okraji kotliny. Hodnota kvartérneho poklesu kotliny je variabilná; indície poukazujú rádo vo na niekoľko desiatok metrov a pri úpätnom zlome Západných Tatier je náznak kvartérneho skoku najmenej 50 m. Na základe analýzy foriem a sedimentov terás a kužeľov možno diferenciacne pohyby čiastkových štruktúr v kvartéri odvodiť v priemere na 10–15 m (Biely et al., 1992; Biely et al., 1997; Gross, 1980; Gross, 1982).

### **Popradská kotlina, Vysoké Tatry a Belianske Tatry**

Neotektonickú makroštruktúru kotliny predpolia Vysokých a Belianskych Tatier vymedzujú okrajové zlomové línie, z ktorých najaktívnejšou je mohutný, intenzívny a živý úpätný zlom Vysokých až Belianskych Tatier (Halouzka, 1993b; Halouzka, 1997a). Z južnej až juhovýchodnej strany makroštruktúru kotliny určuje lomený úpätný zlom Nízkych Tatier, koincidujúci ďalej s gánovským zlomom. Kotlinu však determinuje línia paleogeograficky významného popradského zlomu, sledovaného po ohybe toku od mesta Poprad ďalej na SV pokračujúc dnešným tokom rieky Poprad po Bušovce a Podhorany, pričom od Kežmarku ďalej tento zlom ohraničuje Levočské vrchy. Treba zdôrazniť, že mladá kvartérna aktivita popradského zlomu je evidentná najmä v jeho počiatočnom úseku (Poprad – Veľká Lomnica). Tam v priebehu kvartéru zrejme línia generovala súčasne nasmerovanie toku rieky Poprad na SV ku Kežmarku a súčasne vznik nízkeho gánovského rozvodnia k povodiu Hornádu.

Neotektonické vymedzenie kotliny od západu tvorí tektonický blok hrastového štrbského prahu. Severovýchodné zakončenie celku kotliny určujú okrajové tektonické línie Spišskej Magury – lendacká a vojníanska.

Morfoštruktúra Popradskej kotliny má aj podľa neotektonickej stavby dve dosť odlišné časti – južnú (popradskú) ako základnú a vybiehajúcu severovýchodnú časť (kežmarskú, hornospíšskú). Z hľadiska kvartérnogeologického vývoja zodpovedajú približne sedimentačným predpoliam Vysokých a Belianskych Tatier.

Na úvod neotektonického vývoja Popradskej kotliny je potrebné zmieniť sa o medzikotlinovej štruktúre hrast'ových kryh tzv. štrbského prahu. Na jeho povrchu, ktorý je dnes odvodňovaný zväčša miestnym Belianskym potokom, sú viaceré ostrovné výstupy tzv. hôrky podložného mezozoika. Glacifluviálne výnosy z veľkých tatranských dolín, najmä z Kôprovej, boli na územie deliacej hrasti akumulované iba v čase starého pleistocénu, teda premindelu až mindelu. Elevačná funkcia hrasti sa teda plne prejavila až v počiatkoch plenipleistocénu.

Popradská kotlina je, na rozdiel od Liptovskej, ako celok nielen neotektonicky relatívne viac poklesnutá, ale aj vnútorne oveľa viac a intenzívnejšie diferencovaná na bloky. Maximálna diferencovanosť a výskyt najviac poklesnutých blokov je v podhorskom páse kotliny, lemujúcom okraj Vysokých a Belianskych Tatier. Čiastkové kryhy sú v kvartéri preukázateľne a výrazne diferencované. Kryhové štruktúry a línie zlomov sú vytvorené prevažne v charakteristickom smere SZ–JV. Podľa porušených kvartérnych akumulácií alebo superpozičnej výplne depresii sú kvartérne pohyby dobre datovateľné.

Najhlbšie poklesnutá kryha s kvartérnym súvrstvom je identifikovaná južne od Štrbského Plesa (vrt VHT-7 sa skončil v hĺbke 441,5 m v kvartérnych klastikách). Mladá poklesová kryha Popradu a Veľkej pri začiatku popradského zlomu vznikla až po akumulovaní mindelskej a protoriskej terasy rieky Poprad južne od Popradu. Tá smeruje do terajšej doliny Gánovského potoka hornádskeho bazénu, tvoriac úzke gánovské rozvodie na VJV. Veľkú a významnú hrast'ovú štruktúru kvartéru na SV Popradskej kotliny v predpolí Belianskych Tatier predstavuje aj kryha Spišskej Belej, ohraničená bielovodsko-slavkovskou zlomovou líniou a líniou Bielej.

Odvođená kvartérna tektonická aktivita v Popradskej kotline, na rozdiel od Liptovskej kotliny, sa dá vekove začleniť do viacerých etáp, a to najmä v rámci stredného pleistocénu.

Na objasnenie problematiky týkajúcej sa dynamiky a hodnôt kvartérnych neotektonických poklesov je najvýstižnejšie predložiť údaje o celkových hodnotách diferenciačných pohybov poklesávajúcej kotliny a dvíhajúceho sa masívu Vysokých Tatier v období necelých 2 miliónov rokov.

Najväčšiu zistenú hrúbku kvartérnych klastík v depresných kryhách blízko vysokotatranského úpätia, okolo 450 m, je možné porovnať s výškovými úrovňami najstarších korelatívnych sedimentov a zarovnaných povrchov kvartéru v miestach vyústenia vysokotatranských dolín na okrajovú úboč pohoria. Aj na základe toho je možné potvrdiť, že celkový kvartérny tektonický zdvih Tatier a pokles priľahlej kotliny pozdĺž úpätného zlomového pásma dosahuje zvyčajne v priemere až 400 m a maximálne až 600 m. Tieto hodnoty sú v slovenských Karpatoch maximálne. Pri porovnaní s nížinami prikarpatských panví na Slovensku ide o hodnoty rádovo rovnaké ako celková amplitúda kvartérnych poklesov centrálnej depresie malej Podunajskej panvy na Žitnom ostrove.

Diferenciálne hodnoty kvartérnych zdvihov a poklesov medzi jednotlivými priľahlými čiastkovými štruktúrami Popradskej kotliny sú veľmi rozdielne. Prevládajú hodnoty v rozpätí 50–150 m, a to pre kontaktné štruktúry, ale aj pre také štruktúry, ktoré nie sú priamo v kontakte (Gross et al., 1999a; Gross et al., 1999b; Nemčok et al., 1993; Nemčok et al., 1994).



## Lubovnianska kotlina

Neotektogeneticky už síce nie je súčasťou Podtatranskej kotliny, ale ako podmagurská depresia, spojená krátkym prielomovým úsekom rieky Poprad s Popradskou kotlinou, predstavuje jej okrajový vývojový „zárodok“. Na severe leží na periférii Spišskej Magury a bradiel v časti Lubovnianskej vrchoviny, na juhu ju limituje okraj Levočských vrchov.

Kotlina regionálne patrí do *peritatranských* zníženín na *východ* od Tatier. *Západne* od Tatier je pásmo výbežkovej zníženej rieky Oravy, pokračujúce do Oravskej kotliny, regionálne začlenené analogicky do peritatranských zníženín.

**Lubovnianska kotlina** v priestore Forbasy – Stará Lubovňa – Plavnica ako neotektonicky najmladšia vznikajúca depresia nie je vnútorne neotektonicky rozčlenená. Jej globálny pokles vo vzťahu k Spišskej Magure a Levočským vrchom je od počiatku stredného pleistocénu v priemere 10 m (Gross et al., 1999a; Gross et al., 1999b; Nemčok, 1990; Nemčok et al., 1990).

## ORAVSKÁ KOTLINA A HORSKÉ POVODIE ORAVY

Je to zlomové a zníženinové štruktúrno-neotektonické pásmo na severozápadnej periférii Tatier, pokračujúce ako severná peritatranská vysoká kotlina kontinuálne Oravsko-nowotargskou kotlinou do Poľska. Jej štrukturalizáciu, znázornenú na mape, komentujeme len pre slovenské územie.

### Oravská kotlina

Názov zahŕňa slovenský úsek celého poľsko-slovenského severného až severozápadného sedimentačného a tektonického predpolia horského oblúka Tatier, ktoré je paralelne dvojité. Severnejšie prebieha vlastné neotektonické a kvartérnosedimentačné predpolie – Oravsko-nowotargská kotlina. Lemuje ju nie priamo úpätná línia Tatier, ale až okraj paleogénnych predhorí, teda na Slovensku okraj Skorušinských vrchov. Druhý, úzky pás tvorí bezprostredne k Tatrám prilahlá a priúpätná Podtatranská brázda, z ktorej možno pri transverzii dolín z Tatier vyčleniť priečne dôlnové kotlinky – na Oravici kotlinku Oravíc, na Studenom potoku Zubereckú kotlinku.

Doliny zo severnej strany celých Tatier smerujú dnes výlučne na sever, do Oravsko-nowotargskej kotliny, teda aj dolina Oravice do Oravskej kotliny. Iba slovenský úsek kotliny nie je odvodňovaný ďalej na sever do Dunajca, ale na juh Oravou do Váhu. Paleogeografický rozbor nasvedčuje tomu, že odvodňovanie našej Oravskej kotliny riekou Oravou na juh asi nie je pôvodné a že je to fenomén vyvolaný začiatkom neotektonických pohybov starovalalskej fázy.

Príčinou základnej orientácie tokov na juh tu bol najpravdepodobnejšie vtedajší pliocénny zdvih priečnej kryhy v dnešnej oblasti Czarny Dunajec na rozhraní Oravskej a Nowotargskej čiastkovej kotliny, ktoré dovtedy ešte neboli v pôvodne jednotnej kotline diferencované. Druhou predpokladanou príčinou boli zrejme vtedajšie pohyby a spätná erózia rozvodia v doline dovtedajšieho južného horského toku, situovaného pravdepodobne v miestach terajšieho horného úseku horskej doliny Oravy, v priestore Podbiel – Krivá (?). V dôsledku uvedených tektonických pohybov vzniklo pravdepodobne v pliocéne pôvodné severo-južné rozvodie Skorušinských vrchov a neskôr bolo posunuté severne na novú hrasť Czarného Dunajca.

V kvartéri czarnodunajecké rozvodie Váhu a Dunajca neostalo v kotline stabilné. Kryhovo diferencovanými poklesmi a zdvihmi bezprostredne pred začiatkom plenipleistocénu sa dočasne posunulo mierne na východ tak, že sa tok Czarneho Dunajca otočil na západ do Oravskej kotliny. Následne v niekoľkých etapách jej veľkú časť vyplnil náplavovými kužeľmi glaciáluviálnych blokovo-štrkových akumulácií s polohami hĺn, ktoré majú na slovenskom území kotliny veľmi variabilnú celkovú hrúbku. Zistené hodnoty dosahujú do 30 až 40 m a ich materiál pochádza z kryštalinika a mezozoika Západných Tatier v Poľsku.

Skončenie sedimentácie uvedených akumulácií na rozhraní staršej a mladšej časti stredného pleistocénu vyvolala nielen mohutná agradácia klastík náplavov Czarneho Dunajca, ale najmä opakovaná aktivizácia tektonických pohybov na opísanom priečnom kotlinovom rozvodí. Czarny Dunajec odvtedy smeruje na S a SV, do nowotarskej časti kotliny, kde uložil mladšie glaciáluviálne sedimenty do náplavových kužeľov.

Dynamika diferenciačných kvartérnych pohybov czarnodunajeckého rozvodia na poľskej strane štátnych hraníc okolo obce Czarny Dunajec bola najmä vo fáze vzniku jeho najväčšieho výzdvihu začiatkom mindelu veľmi intenzívna. Vzhľadom na generované paleomorfológické a sedimentačné zmeny v kotline možno odvodiť hodnoty pohybov na východe slovenskej časti Oravskej kotliny v rozpätí asi 20–40 m, na poľskej strane hraníc na kryhách rozvodia tieto hodnoty dosiahli 30–50 m. Pre krátkosť času ich pôsobenia ide o pohyby mimoriadne intenzívne a rýchle.

Relatívne mierne poklesávanie negatívnej jednotky Oravskej kotliny ako celku v jej centrálnej a východnej časti na slovenskom území vo vzťahu k príľahlým pohoriam má sedimentačné i morfometrické indície. Kvartérne hodnoty relatívneho poklesu kotliny v komparácii s horskou dolinou Oravy, resp. dolinou Oravice sú podľa korelatívnych úrovní a sedimentov zachovaných terasových stupňov, teda v rozsahu vývoja celého plenipleistocénu, určené na 10 až 20 m (Halouzka in Gross et al., 1993a; Gross et al., 1994).

## Horské povodie Oravy

Doliny horského povodia Oravy (Orava, dolná Oravica, Studený potok), ktoré majú dobre zachovaný a na Orave úplne vyčlenený terasový systém, majú vo svojom priebehu riečne terasy (najmä stredné a vrchné) miestami postgeneticky tektonicky diferencované, a to v sumárnych hodnotách obvykle 5–10 m, maximálne 15 m (Halouzka, 1986; Halouzka in Gross et al., 1993a).

## KOTLINY HORNÁDU

Neotektogeneticky ide o štruktúry, nachádzajúce sa už mimo oblasti peritatranských štruktúr, hoci tzv. gánovským rozvodným prahom prechádzajú do peritatranskej a podtatranskej Popradskej kotliny. Možno ich rozdeliť na dve makroštruktúry – malú a úzku **Hranovnickú kotlinku**, nachádzajúcu sa medzi tzv. Vikartovským chrbtom pohoria Kozie chrbty a najvýchodnejším úsekom Nízkych Tatier, a na rozsiahle vyvinutú **Hornádsku kotlinu** v priestore od Hrabušíc a Spišského Štvrtka cez Spišskú Novú Ves a Levoču po oblasť Spišských Vlách, Krompách a okolia Spišského Podhradia.

Vysoká Hranovnická kotlinka je mladá a vyvíjajúca sa pokleslina bez vnútorného neotektonického členenia.

Hornádska kotlina ako výsledok dlhého neotektonického vývoja je rozčlenená na viacero štruktúr. Tie vytvárajú v podstate západnú poklesnutú časť, zdvihové kryhy stredného prahu v pásme Spišská Nová Ves – Levoča a východnú poklesnutú časť s významnou, maximálne poklesnutou kryhou pri Spišskom Podhradí, v oblasti najväčšieho výskytu travertínov na Slovensku. Neotektonickú makroštruktúru Hornádskej kotliny limitujú z juhu celky Slovenský raj a Volovské vrchy Slovenského rudohoria, z východu výrazná pozitívna štruktúra Braniska a zo severu Levočské vrchy (Biely et al., 1992; Biely et al., 1997; Gross et al., 1999a, b).

## TURČIANSKA KOTLINA

Posledný cyklus geologicko-tektonického a geomorfologického vývoja kotliny bol fluviálno-terestrický a výrazne iniciovaný neotektonickými pohybmi mladých štruktúr, a to zrejme počínajúc mladšou časťou pliocénu, no v rozhodujúcej miere vplyvom opakovaných etáp tektonických pohybov v kvartéri.

Pre Turčiansku kotlinu je charakteristické, že jej terajšia celistvá neotektonická makroštruktúra sa v priebehu posledného vývojového cyklu formovala iba postupne. Pôvodný turčiansky miocénny graben totiž funkčne zanikol v priebehu pliocénu, a to postupným zánikom jeho jazernej panvy. Dovtedy pôvodne zálievová panva z oblasti Ponitria bola neskôr v spodnom pliocéne (blázovské vrstvy) od Ponitria hydrograficky dočasne izolovaná. Aj napriek tomu ostala v grabene ešte ako spojená prietochná sedimentačná jazerná nádrž, prvý raz orientovaná na severný odtok. Nádrž definitívne zanikla skončením sedimentácie fluvioлимnickeho blázovského súvrstvia v priebehu pliocénu (Hók et al., 1998). Na mieste grabenu neskôr v začínajúcom sa poslednom vývojovom fluviálno-terestrickom cykle sa sformovali prvé neotektonické štruktúry, spolu vymedzujúce zhruba terajšiu kotlinu. Boli tu však už *dve* sústavy kryhových depresíí, *južnej a severnej*, s medzištruktúrou hrastového stredného prahu.

Na existenciu tejto dvojitej neotektonickej makroštruktúry, a s tým aj dvoch povodí, existujúcich už v mladšom pliocéne s pokračovaním do spodného pleistocénu, poukazujú okrem iného tieto fakty:

1. existencia vyvýšených kryh v reliéfe izolovaných pahorkov so sedimentačnou čiapkou blázovského súvrstvia ako svedeckých kopcov niekdajšieho rozvodového prahu v strednom priečnom páse kotliny;

2. prítomnosť najstarších čiže vysokých spodnopleistocénnych terasových akumulácií Turca iba po okrajoch južnej až strednej časti kotliny a ich zrejme primárna úplná absencia v severnej časti, kde sú pri severnom okraji kotliny z vysokých stupňov iba pravobrežné výskyty vážskych terás (Sučany);

3. morfológia starej doliny vo vyšehradskom sedle pohoria Žiar, predstavujúca pôvodný odtok do Ponitria, zrejme jestvujúci ešte aj v starom pleistocéne.

Nasledujúca intenzívna kvartérna aktivácia pohybov dvojitej štruktúry kotliny s odrazom v jej sedimentačnej dvojčlennosti je preukázateľná na juhu kotliny, a to v čase jednak po skončení tvorby vysokých terás Turca, jednak pred začiatkom akumulácie súvrstvia piesčitých štrkov, ílov a hĺn vo veľkom plochom diviackom kuželi, t. j. finálnych „diviackych vrstiev“, alebo aj akumulácie sedimentov s ním súvekých terás po okrajoch kotliny. Neotektonicky sa na rozhraní spodného a stredného pleistocénu a v jeho počiatkoch (v mindeli) síce zvýraznil celkový pokles južného bazénu kotliny, vyplňaného náplavmi diviackeho kužela v superpozičnom vývoji s maximálnou hrúbkou 15–20 m, ale

súčasne bol vyzdvihnutý prah vyšehradského sedla Žiaru, a predovšetkým mierne poklesávali kryhy dočasného, tzv. stredného rozvodného prahu v kotline. Tento prah za spolupôsobenia spätnej erózie tokov prestával byť rozvodím Turiec/Váh. Takto bola v hlavnej tektonickej etape kvartéru (kromer – mindel) definitívne deštruovaná dvojjednosť sedimentácie tokov v Turčianskej kotline. Neotektonická makroštruktúra kotliny sa stala jednotným celkom, akým je doteraz, t. j. s prítokom Turca do Váhu (Gašparik a Halouzka, 1993; Gašparik et al., 1995).

Sumárne hodnoty diferenciačných kvartérnych pohybov na juhu kotliny v priebehu opísanej etapy pohybov predstavujú 5–15 m s maximom vyše 20 m. Navyše, mladšími kryhovými pohybmi boli pôvodné hodnoty pohybov v oblasti ešte mierne modifikované. Turčianska kotlina pritom ako celok v kvartéri poklesávala, a to asymetricky, to znamená intenzívnejšie na západe, pozdĺž Malej Fatry (Rakús, 1993), kde na úseku Kláštor pod Znievom – Vrútky je agradovaný výrazný pás teleskopicky usporiadaných náplavových kužeľov – ekvivalentov dnových až stredných štrkových terasových úrovní. Syntedimentárny pokles kotliny pozdĺž úpätných zlomov Malej Fatry je lokálne diferencovaný. Vcelku ho možno vyčísliť hodnotami okolo 10 m, no maximálne 15 m.

V Turčianskej kotline boli doložené aj priame postgenetické výškové diferenciácie úrovní riečnych terás, najmä pri okrajoch kotliny (Pristaš in Polák et al., 1997a, 1997b). Tie zvyčajne dosahujú hodnoty 5–10 m. Tu je potrebné upozorniť, že často zisťovaná pomerne menšia relatívna výška báz terasových štrkov, a to najmä v prípade starších terás, ovplyvnila celoplošné poklesávanie kotliny, v ktorej je Turiec prítocnou osou.

Predložený geologicko-tektonogenetický výklad vývoja Turčianskej kotliny najlepšie dokumentuje neotektonickú stavbu štruktúr Turčianskej kotliny, znázornenú na neotektonickej mape.

## ŽILINSKÁ KOTLINA

Strednovážska **Žilinská kotlina** spolu s prítokovou **Rajeckou kotlinou** predstavuje štruktúrne jeden neotektogenetický celok. Najmenší pokles je zaznamenaný v južnej kryhe, ktorá sa zhoduje s väčšou časťou Rajeckej kotliny (Haško a Polák, 1978, 1979; Rakús, 1973). Sever Rajeckej kotliny a podstatná časť Žilinskej kotliny vrátane intravilánu mesta Žilina zaberá rozsiahla kryha slabého poklesu – žilinská kryha. Najväčšia stredná intenzita poklesu v kotline charakterizuje úzku varínsku kryhu (Mazúr, 1963).

Kryhy podobných hodnôt neotektonických poklesov sú doložené aj v nasledujúcej strednovážskej **Bytčianskej kotline**, štruktúrne siahajúcej až po púchovský prielom Váhu pri Považskej Bystrici.

O ďalšom strednovážskom úseku kotlinových negatívnych neotektonických štruktúr medzi púchovským prielomom a Beckovskou bránou pri Novom Meste nad Váhom, ktorý tvoria **Ilavská a Trenčianska kotlina**, sa hovorí v 3. časti s názvom Vývoj doliny Váhu od púchovského prielomu po ústie.

## HOREHRONSKÉ PODOLIE

V porovnaní s inými uvedenými kotlinami nie je zatiaľ tento tektonicko-morfologický, prevažne kvartérny fenomén sformovanou a vyhraničenou neotektonickou štruktúrou. Z neotektonického hľadiska ide skôr o voľnú predisponovanú

sústavu mladých, integrálne sa formujúcich štruktúr, morfológicky sa prejavujúcich zníženinou Horehronského podolia v úseku Telgárt – Slovenská Ľupča, ktorá je, s výnimkou Breznianskej kotliny, pomerne úzka.

V pásme neotektonicky aktívnych dislokácií a malých kryhových štruktúr Horehronského podolia možno na základe tektogenetických výskumov vyčleniť nasledujúce **negatívne kryhové štruktúry**:

1. šumiacka depresia (šumiacky úval v úseku Šumiac – Nová Maša),
2. heľpianska depresia (heľpiansky úval v úseku Heľpa – Bacúch),
3. breznianska poklesová kryha (jadro Breznianskej kotliny, Brezno-mesto),
4. lopejská depresia (Lopejská kotlinka v úseku Lopej – Nemecká),
5. hornolehotská kryhová depresia.

**Elevačné neotektonické bloky** tvoria zvyčajne priečne medzištruktúry depresí hronskej osi podolia:

1. pohorelská elevácia (Pohorelská Maša – Pohorelá),
2. beňušská elevácia (medzi okrajmi Bacúcha a mestskej časti Brezna),
3. elevácia podbrezovských kryh, tvorená vysokými kryhami vo Valašskej, Piesku, pri Podbrezovej a Hornej Lehote,
4. elevačné kryhy úseku Brezno – Slovenská Ľupča až po okraj územia Bansej Bystrice.

Neotektonickú aktivitu Horehronského podolia vo vzťahu k Nízkym Tatram možno zhrnúť takto:

**V pliocéne** bol významný celkový zdvih Nízkych Tatier a s ním súveké tektonické rozčleňovanie horehronských štruktúr. Nástup neotektonických pohybov v strede pliocénu vyvolal zánik jazerného bazénu spodnoplIOCENNÝCH lehotských štrkopieskových vrstiev a pretvoril ju na vrchnoplIOCÉNU dolinu Prahrona. Tá sa vyplňala mohutnými štrkovými akumuláciami tzv. *hronskej štrkovej formácie*. V priebehu a koncom vrchného pliocénu boli sedimenty Prahrona postihnuté výškovou tektonickou diferenciáciou. Súčtová hodnota vrchnoplIOCÉNEJ amplitúdy pohybov doliny vo vzťahu k Nízkym Tatram bola v širšej lehotskej oblasti vypočítaná na maximálne 40–50 m (Halouzka, 1993c; Klinec, 1976).

**Kvartérne** tektonické pohyby sa prejavili v diferenciacii referenčných úrovní riečnych terás horného toku Hrona. Doložených je 5 etáp pohybov, ktorých celkový efekt v horehronských štruktúrach je lokálne rozdielny a predstavuje hodnoty od 5–10 m do 20–25 m (Halouzka in Biely et al., 1992; Biely et al., 1997).

## ZVOLENSKÁ KOTLINA A DOLINA HRONA

Úvodom je potrebné upozorniť na fakt, že Stredohronie pozostáva z dvoch základných neotektonických makroštruktúr: **sústavy Zvolenskej kotliny s. l.**, t. j. zo Sliáčskej a Bystrickej kotliny spolu so Slatinskou a Detvianskou kotlinou na periférii stredoslovenských neovulkanitov, a **Žiarskej kotliny** vnútri stredoslovenských neovulkanitov. Obidve kotliny čo do neotektonického režimu sa končia v doline Hrona v úsekoch, ktoré vychádzajú z kotlin po toku. Osobitné postavenie má dnes izolovaná **Pliešovská kotlina** vo vulkanitoch Slovenského stredohoria.

Z toho vyplýva, že sústavu Zvolenskej kotliny možno vymedziť z hľadiska neotektonického, a nie geomorfologického. Obidve dvojice jej čiastkových kotlin, ako sme povedali v úvode, tvoria najmä v kvartérnej tektonike dva integrované štruktúrne celky, dve takmer samostatné neotektonické makroštruktúry: zvolenskú (sliáčsko-bystrický celok) a slatinskú (slatinsko-detvianský celok).

**Zvolenská kotlinová makroštruktúra** je najvýraznejšia a zo všetkých stredoslovenských kotlín sa v nej prejavili najintenzívnejšie neotektonické, osobitne však kvartérne pohyby. Kotlina je terasovaná Hronom v smere na V, čo indikuje pre Hron všeobecne charakteristickú tendenciu premiestňovania toku na ľavobrezie. Je to prejav asymetrie celkového poklesu kotliny v kvartéri, prejavujúceho sa silnejším poklesom východnej strany kotliny vo vzťahu k Zvolenskej pahorkatine.

Zvolenská makroštruktúra ako **sliačsko-bystrický** kotlinový celok má najmohutnejšie prejavy najmä kvartérnej tektoniky v intenzívnej výškovej deformácii štrkových a piesčitých sedimentov s polohami ílov tzv. banskobystrickej (hronskej) štrkovej formácie, ktorá má v kotline svoj typový výskyt. Väčšia časť formácie patrí zrejme do vrchného pliocénu. Terajší výskyt a pozícia sedimentov súvrstvia poukazuje na ich veľkú postgenetickú, teda kvartérnu neotektonickú diferenciaciu, zistenú na základe ich v súčasnosti dvojakej úložnej pozície.

Prvá úložná pozícia („hlboké výskyty“) tohto štrkovitého komplexu, charakterizovaná väčšou hrúbkou, sa nachádza priamo na dne vlastnej Zvolenskej kotliny. Je druhotne postsedimentárne poklesnutá a prekrytá kvartérnymi sedimentmi stredných terás a dnevej akumulácie Hrona. V priekopovej prepadline Vlkanová – Veľká Lúka v s. časti kotliny dosahujú sedimenty formácie maximálnu hrúbku 115 m. V južnej časti kotliny v oblasti Sielnica – Sliach ide o menšiu hrúbku, 50–60 m na juhovýchode a 10–15 m na západe. Rozdiel v hrúbke je výsledkom diferencovaných tektonických poklesov krýh priekopových prepadlín. Amplitúda výškovej diferenciacie predstavuje iba vnútri kotlinovej makroštruktúry aspoň 100 m. Časovo spadá do rozpätia koniec pliocénu – začiatok mladšej (risskej) časti stredného pleistocénu, t. j. do začiatku tvorby stredných terás Hrona.

Druhou úložnou pozíciou sú dva tzv. vysoké výskyty štrkových sedimentov formácie s polohou už mimo makroštruktúry kotliny, ale priľahlou k jej okrajom:

1. západný výskyt na kvartérnej strážovskej hrasti so zistenou hrúbkou 30–40 m,

2. východný výskyt na plochom reliéfe Zvolenskej pahorkatiny, limitovaný kvartérnymi zlomami s pravdepodobne menšou nezistenou hrúbkou štrkovej formácie.

Z porovnania oboch úložných pomerov formácie v spomínaných makroštruktúrach vyplýva jej postgenetická (kvartérna) výšková diferenciacia v hodnote okolo 250 m. Napriek tomu západný, Hronom terasovaný pás kotliny medzi Banskou Bystricou a Zvolenom bol v priebehu kvartéru a osobitne v plenipleistocéne už oveľa menej tektonicky diferencovaný.

Diferenciacia 10 m je doložená pre 1. strednú terasu aj v tzv. strážovskej hrasti, kde po skončení akumulácie terasy prestala vplyvom zahradenia jestvovať stará hronská dolina cez Stráže nad Zvolenom. Sumárny kvartérny zdvih hrasti vo vzťahu k vysokým terasám na nej je 20 m.

Chronostratigrafický záver o neotektonike vo zvolenskej kotlinovej makroštruktúre poukazuje na fakt, že hlavný objem aktivity neotektonických pohybov prebehol po etapách od začiatku do konca spodného pleistocénu s najväčšou intenzitou pravdepodobne v bazálnom pleistocéne. To poukazuje aj na časovo-priestorový súvis s výlevmi bazaltov ostrolúckych lávových prúdov, naložených pri Ostrej Lúke na bazálnopleistocénne štrky plošinovej terasy Hrona bezprostredne po ich akumulovaní (Halouzka in Lexa et al., 1998a, 1998b).

**Slatinská kotlinová makroštruktúra** predstavuje slatinsko-detviansky neotektonicky i erózne silno členitý dvojcelok. To sa odrazilo v konfigurácii reliéfu

kotlín a v ich paleohydrografických zmenách. Okrem nevýrazného mladého poklesávania kotlín ako celku sú však zistené hodnoty diferenciačných pohybov vnútri oboch kotlín pomerne malé a pre stredné terasové akumulácie predstavujú len 5–10 m (Dublan et al., 1997a, 1997b).

**Medzištruktúra Zvolenskej pahorkatiny** vyplňa klinový priestor medzi obidvoma kotlinovými makroštruktúrami, t. j. severo-južnou, zvolenskou a západovýchodnou, slatinskou. Ide o pôvodne plochú kryhu pahorkatiny, prekrytú štrkovito-piesčitým súvrstvom vrchnopliocénnej hronskej štrkovej formácie. Tá bola potom neotektonicky i erózne odčlenená od uvedených dvoch kotlinových makroštruktúr. Dnes má funkciu typickej prechodnej neotektonickej kryhy od štruktúr kotlín k horským celkom (Halouzka in Konečný et al., 1998c, 1998d, 1998e).

**Dolina Hrona**, spájajúca na úseku Budča – Šášovské Podhradie sústavu medzištruktúr Zvolenskej kotliny so Žiarskou kotlinou, má výskyt terasových stupňov v úzkej doline často redukovaný, prakticky ide len o stredné terasy. Preto je aj menej priamych indícií o kvartérnych tektonických pohyboch. Hodnoty tektonickej diferenciácie stredných (resp. vrchných) terás sú 5–10 m.

## PLIEŠOVSKÁ KOTLINA

Jej neotektonická makroštruktúra je dnes od stredohrnských kotlín izolovaná. Na staršej predispozícii bola kotlina neotektonicky sformovaná do súčasnej podoby. Pre jej vývoj bol najdôležitejší výlev bazaltov ostrolúckych lávových prúdov v jej severnej časti, čím jeden z nich v okolí Ostrej Lúky zahradil odtok z väčšej časti kotliny na sever do Hrona smerom k Budči. Tamojšia, už spomenutá pozícia bazaltov na štrkoch plošinovej terasy Hrona, a to bezprostredne po ich akumulácii, t. j. bez erodovania, poukazuje na spodnopleistocénny vek doteraz rádiometricky nedatovaných bazaltov. Súvislosť s veľkou aktivitou zrejme starých kvartérnych zlomov vo zvolenskej kotlinovej makroštruktúre s výlevmi bazaltov je zrejma (Konečný et al., 1998a, 1998b, 1998c).

## ŽIARSKA KOTLINA A DOLINA HRONA

**Žiarska kotlina** je pôvodne vrchnomiocénnou intravulkanickou štruktúrou (panvou). Od počiatku sledovanej neotektonickej éry v pliocéne má fluviálno-terestrický vývoj (Halouzka in Lexa et al., 1998a, 1998b; Halouzka in Šimon et al., 1997a, 1997b).

Makroštruktúra kotliny je asymetrická, s najväčším neotektonickým poklesom na juhovýchodnej strane. Tam kotlinu vo vzťahu k Štiavnickým vrchom limituje v kvartéri aktívny zlom smeru VSV–ZJZ, a to na úseku Stará Kremnička – Bzenica. Priechy smer dislokácií SZ–JV kvartérnej aktivity, určujúci smer potokov kotliny, reprezentujú lutilský a prochotský zlom. Hodnoty celkových poklesov kotliny neboli spoľahlivo stanovené pre absenciu vhodných korelatívnych sedimentov a úrovní. Aktivita poklesu pozdĺž hronskeho úpätného zlomu ovplyvnila potoky vzrastom hrúbky dnovej akumulácie, a to osobitne potoka Lutila v Žiari nad Hronom. Výskyt proluviálnych náplavových kužeľov potokov teleskopického usporiadania v severnom výbežku kotliny nie je priamo tektonicky generovaný. Na činnosť Hrona koncom mladorisského stupňa stredného pleistocénu pôsobili spätné zmeny jeho spádovej krivky, vyvolané dočasným prehradením

bazaltovým prúdom pri Novej Bani. V ich dôsledku sa pri Dolnej Ždani vytvoril v mladom ríše lokálne ešte jeden terasový stupeň v priestoroch žiarskej hliníkárne. Priame kvartérnotektonické diferenciacie terás sú nevýrazné a predstavujú okolo 5 m.

**Dolina Hrona** pod Žiarskou kotlinou v úseku Bzenica – Hronský Beňadik je neotektonicky významná tým, že aktivita mladých kvartérnych línií vyvolala finálny výlev najmladších bazaltov na Slovensku, t. j. lávového prúdu akumulovaného v doline Hrona medzi Tekovskou Breznicou a Novou Baňou-Brehmi (Halouzka, 1992). Čelo bazaltov prekrýva štrky najmladšej terasy Hrona (mladší riss). Na povrchu bazaltov sú zachované mladé interglaciálne horizonty zvetranín alebo fosílného pôdneho horizontu PK III, zakrytého mladými sprašami. To umožňuje stanoviť chronostratigrafiu výlevu bazaltov a súvekej neotektonickej aktivity zlomov na koniec mladého rissu. Rádiometrické K-Ar datovanie bazaltov bolo pod limitom metódy, teda pod 400 000 rokov (Šimon a Halouzka, 1996).

## HORNONITRIANSKE KOTLINY

V povodí hornej Nitry s prítokom Handlovky sa nachádzajú dve blízke neotektonické negatívne makroštruktúry. Prvou z nich je pozdĺžna a rozľahlá Hornonitrianska kotlina, druhou izolovaná malá Handlovská kotlina.

**Hornonitrianska kotlina** je hĺbkovo založená na *žilinskom* tektonickom lineamente smeru SSV–JJZ (Maheľ, 1981, 1982), pričom v severnej časti má územne slabo poklesnuté neotektonické kryhy tvoriace čiastkovú kotlinu Nitrianskeho Pravna. Na rozdiel od toho, jej južná časť počnúc Prievidzou až po Uherskú bránu pri topoľčianskom výbežku Podunajskej nížiny je oveľa viac neotektonicky rozčlenená. Priečne kryhy tu dosahujú až veľký pokles. V Bojniciach na krížení neotektonických zlomových línií sú hojné a významné výskyty travertínov a výstupy minerálnych vôd (Pristaš in Šimon, 1997a, 1997b).

**Handlovská kotlina** je hĺbkovo založená na najvýznamnejšom, *žiarskom* tektonickom lineamente, približne taktiež v smere SSV–JJZ, teda rovnako ako Turčianska a Žiarska kotlina i bátovsko-pukanecká depresia v okrajovom výbežku Podunajskej nížiny a celý východný tektonický okraj panvy Podunajskej nížiny. Neotektonická kryha smeru S–J v strede Handlovskej kotliny je poklesnutá najviac.

## JUHOSLOVENSKÉ NÍŽINNÉ KOTLINY A VULKANICKÉ VRCHOVINY

Pre neotektonický vývoj a stavbu vnútornej prechodnej zóny Karpát, pre všetky juhoslovenské kotliny, je charakteristické, že tento vývoj je viac-menej rovnaký, s odlišnosťami len v detailoch. V dôsledku predchádzajúceho geologického vývoja tieto kotliny do obdobia vrchného pliocénu dosiahli značný stupeň zarovnania reliéfu. Výsledkom dlhodobého zarovnania reliéfu bol predovšetkým odnos bádenského vulkanosedimentárneho krytu i mladších sedimentov neogénu a sformovanie poriečnej rovne. S tektonickým zvratom počas valašskej fázy sa začal diferencovaný zdvih, postupná neotektonická diferenciacia a členenie územia kotlin pozdĺž zlomov sz.-jv. smeru, menej s.-j. a z.-v. smeru. Uvedené zdedené a reaktivované zlomy rozčlenili územie kotlin na viac vyzdvihnuté a poklesnuté kryhy (Konečný et al., 1983; Pristaš in Vass et al., 1986; Pristaš in Vass et al., 1992b).



Menej výrazný je však klenbovitý zdvih Krupinskej planiny, kde s pravdepodobným centrom a najvyšším zdvihom v Javorí je viac zlomami rozsegmentované územie priľahlej časti Slovenského rudohoria a Slovenského krasu.

S prebiehajúcou aktivitou zlomov v kvartéri, ako aj s vyklenovaním mladej klenby Cerovej vrchoviny je spojené doznievanie vulkanickej aktivity, spojené s výlevmi alkalických bazaltov, ktoré svojimi lávovými prúdmi vyplnili najstaršie pleistocénne doliny.

Bezprostredná vulkanická aktivita sa zakončila maarovým vulkanizmom v strednom pleistocéne (Pristaš in Vass et al., 1992b).

Pleistocénna a súčasná aktivita počas oživených zlomov sa prejavovala a prejavuje formovaním travertínových kôp a terás a vývermi minerálnych vôd. Celkove neotektonická aktivita, ako aj erózia a akumulácia v kvartéri dotvorili súčasnú morfoštruktúru kotlín južného Slovenska.

### **Ipeľská kotlina**

Ipeľská kotlina má ráz medzihorskej doliny. Oproti Krupinskej planine je ohraničená zväčša eróžno-denudačnou, teda geologickou hranicou, zvýraznenou väčšou eróznou odolnosťou vulkanosedimentárneho komplexu bádenu oproti mäkkým miocénnym sedimentom.

Neotektonická stavba a členenie územia kotliny sú podmienené predovšetkým zlomami sz.-jv. orientácie. Oproti dolnému Poipliu v zmysle tektonického členenia kotliny (Vass in Konečný et al., 1983) je ohraničená najvyššie postavenými kryhami Beričenského potoka, ktoré tvoria prelomové územie Šahanskej brány. Smerom na východ územie klesá do symetrickej vinickej priekopovej prepadliny. Najviac poklesnutá časť prepadliny je ohraničená klenianskym a vinickým zlomom. Prepadlina je vyplnená najmä proluviálnymi sedimentmi staršieho obdobia stredného pleistocénu a fluviálnymi sedimentmi stredného a mladého pleistocénu a holocénu. Západné ohraničenie prepadliny je zvýraznené mikrodeformáciami s čiastkovými vertikálnymi posunmi do 1 m.

Členitejšie sú vysoké príbelsko-plachtinské kryhy, od vinickej prepadliny oddelené vyššou kryhou úseku Dolinka – Trebušovce a viac poklesnutou opatovskou kryhou, ktorá je na východe obmedzená čebovským zlomom.

Medzi čebovským a plachtinským zlomom zo severu na juh sa tiahne úzky pás pieninskej vysokej kryhy, ktorá je od stracinských kryh oddelená úzkou asymetrickou modrokamenskou prepadlinou. Prepadlina je vyplnená fluviálnymi sedimentmi Krtíšskeho a Plachtinského potoka.

Najvyššie postavenie v kotline majú stracinské kryhy, ktoré spolu s inverznými kryhami Strehovskej pahorkatiny tvoria rozhranie medzi Ipeľskou a Lučenskou kotlinou (Konečný et al., 1978; Pristaš in Konečný et al., 1983).

### **Lučenská kotlina a Cerová vrchovina**

Lučenská kotlina má podobné vnútorné neotektonické členenie ako Ipeľská, ale s väčším uplatnením zlomov sv.-jz. orientácie. Zvlášť výrazne sa tu prejavila aktivita mladej klenby Cerovej vrchoviny a vulkanická aktivita, ktorá na rozhraní pliocénu a pleistocénu podmienila reorganizáciu hydrografickej siete, najmä jej usmernenie, a tým rozdelenie morfológicky jednotného lučensko-rimavského priestoru.

Lučenská kotlina je od Ipeľskej kotliny oddelená inverznou strhársko-trenčskvou prepadlinou, ktorá bola v neotektonickej etape vývoja vtiahnutá do pozitívneho zdvíhu územia. Pozitívny zdvih územia dokumentuje pozícia fluviálnych sedimentov najstaršieho pleistocénu, vystupujúcich v relatívnej výške 140 m (vrch Bukovec pri obci Muľa). Na východe je štruktúra ohraničená dobrovodským zlomom, od ktorého smerom k Lučencu územie postupne poklesáva s maximom medzi mučínskym a fiľakovským zlomom (lučenské kryhy).

V území popri zlomových štruktúrach je s charakteristickou plikatívnu štruktúrou klenba Cerovej vrchoviny (Vass et al., 1992a, 1992b). Klenba Cerovej vrchoviny tvorí nad Lučenskou a Rimavskou kotlinou výraznú morfológickú eleváciu s pomalým vykľenovaním reliéfu. Sumárny zdvih centrálnej časti presahuje relatívnu výšku 150 m. Klenba sa začala dvíhať v pliocéne, s maximom zdvíhu najmä v pleistocéne. Pokračovanie klenby pozorujeme aj v južnej časti Rimavskej kotliny, no oproti kotline má výraznejšie živé neotektonické ohraničenie.

### Rimavská kotlina

V Rimavskej kotline, tak ako v predchádzajúcich kotlinách intravulkanickej brázd, dominuje sz.-jv. systém zlomov, ale vo východnej časti kotliny dominujú oživené mladé zlomy s.-j. orientácie. Okrem uvedených systémov v južnej časti kotliny nachádza svoje pokračovanie v.-z. systém a zakončenie mladej klenby Cerovej vrchoviny. Zlomy predisponovali priebeh Rimavy, Blhu a Slanej a ich prítokov a podmienili morfotektonické členenie kotliny.

Rimavská kotlina je od susednej Lučenskej kotliny oddelená plochým rozvodným chrbtom Oždianskej pahorkatiny, ktorý je v južnej časti vyplnený lávovými prúdmi spodného pleistocénu. Pahorkatina predstavuje vysoké kryhy, asymetricky poklesávajúce k rimavskému zlomu. Najviac poklesnutá časť kryh je vyplnená pleistocénnymi fluviálnymi sedimentmi terás Rimavy.

Na východ od rimavského zlomu sa strmo asymetricky vypínajú vysoké kryhy čiastkovej Pokoradzkej pahorkatiny, ktoré stupňovite klesajú do doliny Blhu a končia sa na zlome Blžského potoka.

Nerovnomerné pohyby v spomínaných dolinách sú vyjadrené asymetrickým vývojom terasového systému Rimavy a Blhu, ktorý sa zachoval len na pravom brehu dolín riek.

Medzi dolinou Blhu a dolinou Slanej sa rozprestiera rozsiahle územie Valickej a Licinskej pahorkatiny obmedzené šafárikovským a blžským zlomom a reprezentuje rozsegmentované čiastkové kryhy s približne rovnakými pohybovými tendenciami.

Šafárikovský zlom a zlom potoka Turiec aktívne odsekáva východnú časť vysokých kryh a východne formuje novú štruktúru s.-j. šafárikovskej priehlbiny. Neotektonická aktivita zlomov sa prejavuje početnými výskytmi pleistocénnych travertínov, ako aj výstupmi minerálnych vôd. Priehlbina je vyplnená fluviálnymi sedimentmi terás a nivy Slanej. Na rozdiel od Rimavy a Blhu, terasy Slanej sú vyvinuté na ľavom brehu toku a najviac poklesnutá časť sa nachádza v rozmedzí nivy.

Južnú časť územia reprezentujú vysoké kryhy Petrovickej vrchoviny, ktorá je zo severnej časti useknutá živým zlomom dolného úseku Rimavy. Aktivita zlomu a zdvih kryhy v pleistocéne podmienili ohyb Rimavy medzi Jesenským a Lenar-

tovcami a formovanie priehlbiny dolného toku Rimavy. Priehlbina je vyplnená asymetrickým vývojom pleistocénnych terás a jej severné zlomové ohraničenie oproti vysokým kryhám Pokoradzskej, Valickej a Licinskej pahorkatiny nebolo spoľahlivo preukázané (Elečko et al., 1985; Pristaš in Vass et al., 1986).

## II. časť: PODSÚSTAVA PANÓNSKEJ PANVY

Ako už bolo spomenuté v prvej časti, neotektonické jednotky podsústavy Panónskej panvy sú vo vzťahu k jednotkám horskej podsústavy Karpát vymedzené takmer výlučne líniami zlomov založenia posledného neotektonického megacyklu. Všetky severné okrajové výbežky Panónskej panvy zasahujúce na Slovensko ako celok tektonicky poklesávajú vo vzťahu k okoliu, t. j. vo vzťahu k horskej podsústave Karpát. Tento lokálne nerovnomerný, ale globálne pomerne výrazný, merateľný a veľkým množstvom údajov doložený pokles zemskej kôry pokračuje aj v najmladšej etape posledného tektonického megacyklu (Hók et al., 1997).

Zo štruktúrno-tektonického hľadiska na slovenské územie v rámci podsústavy Panónskej panvy svojimi severnými okrajmi zasahujú celkovo tri jej čiastkové panvy – **Viedenská, Malá panónska a Veľká panónska panva** (Mazúr a Lukniš, 1978). Tieto okraje paniev predstavujú neotektonicky limitované štruktúrne jednotky územia troch slovenských nížin, konkrétne **Borskej (Záhorskej), Podunajskej a Východoslovenskej nížiny** a dvoch nížinných kotlín – **Košickej a Turnianskej**.

Každá z nížin obsahuje popri negatívnych (roviny) aj relatívne pozitívne geograficko-morfoštruktúrne jednotky (pahorkatiny), pričom obe kategórie územných neotektonických jednotiek predstavujú jednotky integrované zo základných neotektonických štruktúr.

**1. POZITÍVNE JEDNOTKY** (nížinné pahorkatiny)

**2. NEGATÍVNE JEDNOTKY** (roviny nížin a nížinných kotlín)

### BORSKÁ (ZÁHORSKÁ) NÍŽINA

Na Borskej nížine je vyvinutý terasový systém rieky Moravy, pričom výšková diferenciácia terás toho istého veku značne kolíše. Napríklad iba v reliktoch zachované staré spodnopleistocénne terasy (Závod – Studienka a terasy j. od Malaciek) majú amplitúdu výšok 10–70 m nad nivou Moravy. Strednopleistocénne terasy dosahujú relatívnu výšku 3–50 m. Najnovšie výskumy v rámci Chvojnickej pahorkatiny (Baňacký a Elečko, 1991) poukazujú na poklesy risských terás pod würmsko-holocénnu výplň nivy Moravy. Vo všeobecnosti väčšiu výšku dosahujú terasy len na lábsko-lakšárskej a gajarsko-šaštínskej elevácii, čo poukazuje na kvartérny výzdvih týchto štruktúr.

Z poklesových štruktúr Borskej nížiny je najrozsiahlejšia zohorsko-plavecká depresia (Baňacký a Sabol, 1973). Na SZ je ohraničená lábsko-lakšárskym elevačným pásmom a jej jv. ohraničenie sa miestami úplne stýka s Malými Karpatmi (Mahel' a Cambel, 1972). Depresia netvorí celistvú tektonickú jednotku, pretože pri jej vývoji sa uplatnili aj pohyby pozdĺž zlomov priečného smeru, ktoré spôsobili jej členenie na rohožnícku a lozorniansku čiastkovú eleváciu a sološnickú a perneckú čiastkovú depresiu. Zohorsko-plavecká depresia

je v Borskej nížine najvýchodnejšia okrajová pozdĺžna tektonická jednotka založená v neogéne s aktivitou v pliocéne (Baňacký et al., 1996) a v kvartéri (Baňacký a Sabol, 1969; Baňacký a Sabol, 1973). O poklese čiastkových depresíi poskytujú najlepší obraz výškové diferenciacie medzi bázou výplne a úrovňami terasovaných kužeľov na eleváciách. Z tohto pomeru možno usúdiť, že vo vrchnom pliocéne až spodnom pleistocéne poklesla pernecká depresia o 40 až 50 m, v risse o 30–40 m a vo würme o 25–30 m. Jej celkový pokles má hodnotu okolo 150 m, pričom v sološnickej čiastkovej depresii hodnota poklesu je len 100 m. Pravládajúcimi sedimentmi v depresiách sú prolúviálne štrky s polohami naviatych pieskov a delúvií. Celý komplex týchto sedimentov je uložený na pliocénno-pleistocénnych močiarno-jazerných až jazerných sedimentoch. V najjužnejšej časti je súčasťou zohorsko-plaveckej depresie aj čiastková zohorsko-marchegská depresia, ktorá nadväzuje na spomínanú perneckú čiastkovú štruktúru a juhozápadne sa styka s priekopovou prepadlinou pri Lasse v Rakúsku. Depresia je v sv. časti vyplnená prolúviami, no jej jz. časť už tvoria fluvialne piesky a štrky rieky Moravy. Petrografickou analýzou jej fluvialných sedimentov v depresii možno dospieť k rovnakým výsledkom ako pri jej terasách. Podľa novej stratigrafickej reinterpretácie terás Borskej nížiny (Halouzka a Baňacký, 1992) piesky a štrky jz. časti zohorsko-marchegskej depresie prináležia k spodnému (poklesy okolo 20 m), strednému (poklesy okolo 85 m) a vrchnému (pokles 22 m) pleistocénu. Celkový subsidenčný efekt v tejto depresii dosiahol cca 100–110 m.

V západnej časti Borskej nížiny sa nachádza kútska depresia. Je súčasťou kútskej priekopy, ktorá predstavuje sv. výbežok ústrednej priehlbne Viedenskej panvy. Je ohraničená zlomami s.-j. smeru. Podľa najnovších výsledkov (Baňacký a Elečko, 1991) vývoj kútskej depresie prebiehal od vrchného pliocénu s aktivitou v spodnom pleistocéne. Pliocénne piesky a štrky brodskeho súvrstvia (ruman) tu pozvoľna prechádzajú do spodného pleistocénu. V mindelskom glaciáli stredného pleistocénu dochádzalo vo vývoji depresie k upokojeniu procesov, a tým k hiátu v sedimentácii. Subsistencia potom pokračovala až v mladšom období stredného pleistocénu. Poklesy počas vrchného pliocénu dosiahli 10 m, počas spodného pleistocénu 12 m, po hiáte v mladšom risse 5 m a vo würme a holocéne okolo 12 m. Celková subsistencia aj v rámci poklesu nivy Moravy za toto najmladšie obdobie predstavuje okolo 30 m.

Z najmladších depresíi Borskej nížiny morfológicky vyniká stupavsko-lamačská depresia. Je wümsko-holocénneho veku a jej sedimenty pozostávajú s hlinítych, piesčitých a čiastočne štrkovitých frakcií. Poklesy nepresahujú 10 m.

Z porovnávacích štúdií Borskej nížiny sa dá pozorovať určitý vzťah kvartérnych pohybov k predkvartérnym. Poukazuje na zložitý tektonický režim, ktorý vzhľadom na relatívne kratšie kvartérne obdobie nielenže neustával, ale bol preukázateľne výraznejší. Uvedené skutočnosti svedčia o tom, že pohyby v pleistocéne a holocéne sa v Borskej nížine prejavovali nielen subsidienciou, ale aj pozitívnou tektonickou aktivitou ich jednotlivých morfoštruktúr (Baňacký, 1996).

## PODUNAJSKÁ NÍŽINA

Územie slovenskej časti Malej panónskej panvy so zaužívaným geografickým názvom Podunajská nížina je z neotektonického hľadiska vnútorne najhustejšie rozčlenené. Relatívne vertikálne tektonické pohyby obsiahnuté v ňom vykazujú

globálne najintenzívnejšie hodnoty na Slovensku. V oblasti priehybu gabčíkovskej centrálnej panvy má toto územie dnes už jediný „živý“ panvový pokles a s tým súvisiace najväčšie hodnoty subsidencie, prekračujúce hodnoty porovnateľné iba s kryhami na predpolí Vysokých Tatier v oblasti Štrbského Plesa. Územie nížiny je z tohto pohľadu neotektonickou dominantou vo vývoji Slovenska.

Podrobný komentár a opis štruktúrnogeologickej charakteristiky územia Podunajskej nížiny nie je pre potreby týchto vysvetlení potrebný v dôsledku uvedenej veľkej hustoty v ňom obsiahnutých štruktúr, tak, ako sú zobrazené na mape. Obmedzujeme sa preto iba na najdôležitejšie údaje a charakteristiky štruktúr formou základného prehľadu.

Primárne zložitú hierarchickú postupnosť územných neotektonických jednotiek (štruktúr) zastúpených v Podunajskej nížine je možné v zásade rozdeliť na dve skupiny (Halouzka, 1971). Prvú skupinu tvorí súbor relatívne negatívnych (poklesových) jednotiek centrálnej depresie, terminovaných ako Podunajská rovina. Druhú tvorí súbor relatívne pozitívnych jednotiek s neotektonicky aktívnymi kryhami rôznej intenzity, geomorfologicky terminovaných ako Podunajská pahorkatina (Trnavská, Nitrianska, Žitavská, Hronská a Ipeľská). Táto dvojčlennosť základného neotektonického členenia Podunajskej nížiny odráža neotektogézu územia, ktorá v podstatnej miere svojou neotektonickou štrukturalizáciou a pohybmi štruktúr priamo indikuje sedimentačný geologický vývoj. Jeho prostredníctvom sa následne usmerňuje aj geomorfologický eróznokumulatívny vývoj, a teda vývoj reliéfu povrchu štruktúrnych foriem (Halouzka et al., 1994, 1997; Vaškovský et al., 1982).

## **Podunajská rovina**

Jadrom celej panvy siahajúcej na územie Slovenska je „živá“ panvová štruktúra – centrálna Gabčíkovská panva. Od SV ju vymedzuje sládkovičovsko-salibský a malodunajský zlom Kráľovej pri Senci. Biskupický zlom s priečnym rusovským zlomom a so zlomom Dunajskej Lužnej, ktorý sa po „odskoku“ na rusovskom zlome nazýva čunovský a pokračuje do Rakúska, kde limituje jv. úpätie plošiny Parndorfer Platte, ohraničuje Gabčíkovskú panvu zhruba od SZ. Zlomové ohraničenia panvy od SV a SZ sa stýkajú zhruba v priestore južne od línie obcí Veľký Grob – Pusté Úľany. Opísaná zlomová limitácia panvy opúšťa slovenské územie západne od Čunova pri stykovom bode hraníc Rakúsko – Slovensko – Maďarsko (Janáček, 1971; Pospíšil et al., 1978).

Východné a juhovýchodné ohraničenie Gabčíkovskej panvy po lome jej okrajovej línie počínajúc od styku so salibským zlomom vo Vlčanoch na Váhu tvorí dolnovážsky zlom, presnejšie kolárovske zlomy úseku pôvodného spoločného toku Váhu a Dunaja, a po lome hranice panvy zlom Okoličnej na Ostrove. Východný zlom Klížskej Nemej v priestore Klížska Nemá – Gönyü pokračuje cez štátne hranice do Maďarska (Császár et al., 1998; Pristaš et al., 1996; Vaškovský a Halouzka, 1976).

Opísaná zlomová limitácia okrajov panvy oddeľuje od seba extrapanvové a panvové neotektonické kryhy a štruktúry. Obe majú charakteristicky odlišný mechanizmus vzniku a vývoja štruktúr a zlomov. Zlomy vnútri „livej“ panvy sa generujú a detegujú ako zlomy panvového typu. Vznikajú pri flexúre panvy. Tento prehyb v neotektonickom období vývoja zachoval prvotný charakter vnútorných zlomov v panve. Je výsledkom vyrovnávania napätí, vznikajúcich pri prvotnej flexúre, najmä v okrajových častiach panvy. Zlomy sa osobitne v klas-

tických, hrubozrnnejších a nespevnených sedimentoch, ako sú piesky a štrky, vyznačujú menšou výraznosťou zlomových plôch a ich malým sklonom. Občasne sa v panve vyskytujú aj izolované zlomy neuzatvárajúce štruktúry. Najmä vo vertikálnom smere býva dosah zlomových plôch obmedzený, čo sťažuje identifikáciu takýchto zlomov pri seizmickom prieskume. Štruktúry tvorené zlomami panvového typu sú zväčša extenzívne a diferencovane poklesové, extrapanvové zlomy sú všetky ostatné. Tie tvoria v rôznych kategóriách členitý systém relatívne zdvihových i poklesových štruktúr. Preto je potrebné oba typy zlomov na neotektonickej mape odlišovať (Halouzka et al., 1994, 1998).

Najnovšie zistená hrúbka kvartérneho štrkového a piesčitého komplexu stredovej, najhlbšie poklesnutej kryhy Gabčíkovej panvy dosahuje na slovenskom území hodnotu takmer 500 m (Pristaš et al., 1992; Maglay a Pristaš, 1998; Scharek et al., 1998). Stanovením stratigrafie oboch hlavných komplexov kvartéru možno bazálne členy komplexu datovať do blízkosti bázy kvartéru. Terasy Dunaja po okrajoch panvy, vekovo korelujúce s bazálnymi členmi panvových kvartérnych komplexov, boli doložené v Bratislave na terasách v malokarpatských prielomoch aj na dolnorakúskom úseku Dunaja vo výške okolo 230–250 m n. m. Výsledný diferenciálny pokles stredovej kryhy Gabčíkovej panvy oproti doline Dunaja v bratislavských Malých Karpatoch s polohou pri okraji nížiny tak jednoznačne vychádza v priebehu zhruba posledných dvoch miliónov rokov na maximálnu hodnotu cca 600 m. Vzhľadom na existenciu vnútropanvových štruktúr so zlomami panvového typu pritom vo vlastnej Gabčíkovej panve približne od počiatkov plenipleistocénu, t. j. za posledných 0,7 mil. rokov, sa geologicko-geofyzikálnym podrobným prieskumom nezistila žiadna aktivita a diferenciácia pozdĺž zlomov.

Na okrajoch vlastnej gabčíkovej panvy sa nachádzajú prechodné štruktúry západného čiže bratislavského pásma a východného, tzv. nízkeho komárňanskeho okrajového bloku. V nich je, naopak, doložený najväčší počet mladších pleistocénnych, ako aj holocénno-recentných aktívnych neotektonických zlomov a štruktúr. V oboch prechodných megaštruktúrach, no najmä v komárňanskej, sú doložené aj najpočetnejšie a najsilnejšie zemetrasenia v histórii. V týchto megaštruktúrach sa zistili aj najmladšie aktívne poklesové štruktúry, akými sú na východe v úseku Kolárovo – Komárno depresia medziriečia Váh – Nitra, ale najmä na západe na úpätí Malých Karpát takmer recentne poklesnutá kryha šúrskej depresie pri Svätom Jure s prejavom v ďalšej malej depresii jv. od Modry (Halouzka et al., 1997).

### Podunajská pahorkatina

Panónske okrajové pahorkatiny sú vo vzťahu k jednotkám Podunajskej roviny tvorené súborom relatívne pozitívnych tektonických jednotiek rôznej intenzity zdvihu, čím vznikol veľmi zložitý systém striedajúcich sa štruktúr. Štruktúry s výraznejšou prevahou pozitívnej tektoniky počas sledovaného obdobia majú kvartérne fluviálne sedimenty na povrchu deponované vo forme terasovej sukcesie a morfológicky sa javia ako typické pahorkatiny. Štruktúry so striedavou, výsledne však relatívne pozitívnou tektonikou majú tabuľový charakter s fluviálnymi sedimentmi, uloženými taktiež v terasovom vývoji. Najmenší relatívny zdvih štruktúr zaznamenávame na miestach dnových akumulácií nížinných úsekov dolín súčasných tokov Váhu, Nitry, Žitavy a Hrona. Z tohto hľadiska sú pozoruhodné najmä nižšie štruktúry starej doliny Žitavy so zachovaným výsky-

tom bazálnokvartérnych pieskov s drobnými štrkami a vilafranskou faunou cicavcov na povrchu, ako aj poklesnuté kryhy pod vyústením Hrona z pohoria tzv. Slovenskou, resp. Kozárovskou bránou, kde kvartérne náplavy dosahujú hrúbku do 40 m, ale aj ďalšie štruktúry (Halouzka in Nagy et al., 1998b).

### Trnavská pahorkatina

Súbor relatívne pozitívnych tektonických štruktúr Trnavskej pahorkatiny tvorí najzápadnejší zo severných výbežkov Podunajskej panvy, v terciéri reprezentovanej blatnianskou priehlbinou vyplnenou paleogénnymi a neogénnymi sedimentmi. Neogénnu výplň priehlbiny tvoria morské sedimenty karpátu až bádenu, sedimenty sarmatu a spodného panónu v brakickom vývoji a sladkovodné sedimenty vrchného panónu až pliocénu (dák); (Fordinál in Maglay et al., 1998).

Od stredného miocénu cez pliocén a kvartér bola celá oblasť postihnutá viacerými fázami nerovnomerných, vo vzťahu k Panónskej panve však vcelku pozitívnych tektonických pohybov, prerušovaných obdobiami relatívneho tektonického pokoja. Počas jedného z takýchto období na hranici vrchného pliocénu a spodného pleistocénu bolo územie postihnuté silnou fluvialnou laterálnou eróziou, zároveň sprevádzanou plošnou fluvialnou a čiastočne jazernou akumuláciou. V spodnom pleistocéne bol takto celý povrch územia zarovnaný na tzv. poriečnu roveň, ktorej pozostatky možno nájsť na najvyšších častiach plochých pozdĺžnych medziúvalinových chrbtov Trnavskej pahorkatiny (Ložek a Tyráček, 1960; Lukniš, 1964). Následným, vo vzťahu k panve nerovnomerným výzdvihom jednotlivých blokov vznikol veľmi zložitý systém neotektonických štruktúr, pokrytých v premenlivej hrúbke fluvialnými, proluviálnymi, no najmä eolickými kvartérnymi sedimentmi.

Súbor neotektonických štruktúr Trnavskej pahorkatiny tvorí zo všetkých strán výrazne zlomovo vymedzený trojuholník. Zo západu, resp. SZ, v pásme od Svätého Jura po Beckovskú bránu, ho od pozitívnych štruktúr Malých Karpát oddeľuje tektonická línia sv.-jz. smeru (Stankoviansky, 1994b, 1994c). Z východu, v pásme od Beckovskej brány po Hlohovec, je to ďalšia výrazná tektonická línia s.-j. smeru – vážsky zlom, oddeľujúca pahorkatinu od pozitívnej štruktúry Považského Inovca a s pokračovaním na juh po Sereď od štruktúr Nitrianskej pahorkatiny. Južná až jv. časť územia medzi Bernolákovom a Sládkovičovom je postupne tektonicky inkorporovaná do poklesového územia gabčíkovej panvy.

V neotektonickom pláne možno v rámci Trnavskej pahorkatiny vyčleniť sústavu výraznejšie vyzdvihnutých a poklesnutých kryh (Stankoviansky, 1993a, 1993b, 1994a; Vaškovský, 1971). Najvyššie kryhy tvoria dve paralelné, priečne diferencované pásma smeru JZ–SV. Južnejšie pásmo sa začína kryhou Šalaperskej hory medzi Pezinkom a Sencom a pokračuje sv. smerom cez Šenkvice, Vištuk až po kryhu v okolí Zvončina. Paralelné severné pásmo vyšších kryh sa začína pri Horných Orešanoch a pokračuje opäť sv. smerom cez kryhu vrchu Šarkan k Vrbovému (kátlovska hrast'). Západne od oboch pásiem vyšších kryh na rozhraní Malých Karpát a Trnavskej pahorkatiny vznikla sústava menších izolovaných depresí, resp. kryh s malým zdvihom. Východne od týchto pásiem až po Dolnovážsku nivu sa rozprestierajú kryhy stredného tektonického zdvihu tvoriace Trnavskú tabuľu. Dolnovážska niva v úseku od Beckovskej brány po Sereď predstavuje samostatnú, priečne detailnejšie diferencovanú štruktúru s.-j. smeru, vykazujúcu počas sledovaného obdobia len veľmi malý zdvih oproti panve (Maglay et al., 1993, 1998b).

Uvedené štruktúry zohrali významnú úlohu pri formovaní súčasného reliéfu, o čom sa bližšie hovorí v časti o neotektonickom vývoji údolia Váhu.

### Nitrianska pahorkatina

Nitrianska pahorkatina je severným výbežkom Podunajskej panvy – rišňovskej priehlbiny, ktorá bola termálnou extenznou panvou ohraničenou výraznou sústavou okrajových sládkovičovských a veľkozálužských zlomov. Po panóne, najmä v ponte, pliocéne a kvartéri, v dôsledku kompresie ssz.-jjv. smeru došlo k čiastočnej prestavbe tektonického plánu centrálnej časti územia (závadsko-bielická elevácia) a vzniku krýh ssz.-jjv. a s.-j. smeru.

Intenzívnejším zdvihom hrasti Považského Inovca, menej intenzívnym zdvihom hrasti Tribeča (Biely, 1975; Ivanička et al., 1998a, 1998b; Hók a Ivanička, 1996) a poklesom Gabčíkovej panvy sa sformovali nové neotektonické, kvartérne štruktúry. V dôsledku toho nastali v tomto období hlavne v severnej a strednej časti územia paleogeografické zmeny, t. j. postupný presun osi erózie a akumulácie do prepادلiny stredného toku Nítry. Južná časť územia bola postupne inkorporovaná do poklesového územia Gabčíkovej panvy.

V neotektonickom pláne v rámci Nitrianskej pahorkatiny vyčleňujeme sústavu vyzdvihnutých a poklesnutých krýh, ktoré tvoria výraznejšie čiastkové depresie až prepادلiny. Uvedené štruktúry zohrali významnú úlohu pri formovaní súčasného reliéfu.

Na základe toho je možné vyčleniť nasledujúce časti:

Severná, bánovská časť pahorkatiny, ohaničená bojníanskym a jastrabianskym zlomom, je charakteristická sústavou morfolohtektonicky diferencovaných krýh s maximálnym poklesom prašickej, závadskej a motešickej kryhy.

Výraznejšie diferencovaná je stredná, bojníanska časť, kde sa na západnom okraji, južne od bojníanskeho zlomu, sformovala ripníanska depresia a na východnom okraji pozdĺžna prepadlina stredného toku Nítry – prepadlina Čakajovce – Žabokrek (Maglay et al., 1997, 1998a). Obidve depresné časti sú od seba oddelené vysokou obdokovskou a obsolovsko-bojníanskou kryhou.

Južná, zálužská časť pahorkatiny je od uvedených štruktúr oddelená úzkou prepadlinou Hlohovec – Alešince, besprostredne na juhu hraničiacou s vysokou kryhou Nitra – Hlohovec s výstupom predterciérneho podložía na jej východnom okraji. Kryha výrazne oddeľuje okrajovú časť gabčíkovej depresie od štruktúr Bojníanskej pahorkatiny (Pristaš et al., 1997).

### Žitavská pahorkatina

Územie Žitavskej pahorkatiny má trojuholníkový tvar s jednostranným úklonom povrchu smerom na JV, pričom jej ohraničenie má zlomový charakter. Okrem geologických indícií na takéto ohraničenie poukazujú aj morfolohtické údaje, najmä pozícia vrchnopliocénneho zarovnaného povrchu, zachovaného v okrajovej časti pahorkatiny, a to najmä v priestore jej sv. výbežku (Hostie – Žikava – Lovce). Takýto povrch sa vytvoril nielen na neogénnych, ale rovnako aj na paleozoických a mezozoických štruktúrach. O jeho následnom tektonickom porušení počas kvartéru svedčí dnešná rozdielna výška povrchu jednotlivých chrbtov v úpätnej zóne pahorkatiny a smery tokov tečúcich z Tribeča do doliny Žitavy. Ide o doliny založené na zlomových líniiach smeru S–J a SSZ–JJV, porušujúcich Žitavskú pahorkatinu a okrajovú časť Tribeča. Miestami až 20-metrová



hrúbka štrkov vyplňajúcich holocénno-recentné dna týchto dolín dokazuje zlomové založenie spomínaných dolín. Z analýzy geologickej stavby kvartéru a neogénu, ako aj z morfológie úpäťnej zóny vyplýva, že zálivové výbežky siahajúce zo Žitavskej pahorkatiny hlboko do pohoria (žiranský záliv, záliv na SZ od Jelenca, záliv pozdĺž potoka Drevenica a i.) sú zrejme úzke priekopové prepadliny.

Dolina Žitavy je predisponovaná na zlome ssz.-jjv. smeru. Poukazuje na to priestorová distribúcia kvartérnych terás po oboch stranách toku, asymetria určitých úsekov doliny v priečnom profile a rozdielna výšková diferenciacia terasových stupňov na pravej a ľavej strane toku. Pritom sa významne uplatňujú zlomy priečne na smer doliny. Zo Žitavskej pahorkatiny sú to zlomy s.-j. a sz.-jv. smeru a z Hronskej pahorkatiny najmä zlomy z.-v. smeru. V súvislosti s výraznejším zdvihom v strednom pleistocéne, presnejšie v období mindel/riss, došlo k čiastočnej reorganizácii riečnej siete a presunu doliny Žitavy z priestoru súčasného toku Paríža do súčasného priestoru doliny Nítry (Harčár a Priehodská, 1988; Harčár et al., 1988; Ivanička et al., 1998a; Hók a Ivanička, 1996).

### **Hronská pahorkatina**

Toto územie, na rozdiel od Žitavskej, ale aj Nitrianskej pahorkatiny, predstavuje kvalitatívne špecifickú morfoštruktúru rozprestierajúcu sa v s.-j. smere od Pohronského Inovca až po Maďarské stredohorie, od ktorého je iba následne oddelené dolinou Dunaja. Spolu s Ipeľskou pahorkatinou, ktorej geologický, ale najmä morfológický vývoj je značne odlišný, štruktúrne tvoria východný okraj Podunajskej nížiny. Dolina Hrona predstavuje len následnú štruktúru, založenú na systéme s.-j. porúch na rozhraní staršej, miocénnej a mladšej, pliocénnej štruktúry.

Hronská pahorkatina ako celok predstavuje relatívne stabilnú morfoštruktúru, ktorá si v celom s.-j. smere zachováva morfológickú vyrovnanosť bez výrazného úklonu na juh. Jej vnútorná stavba je však detailne diferencovaná a značne ovplyvnená zlomovou tektonikou. Zlomy sledujú všetky väčšie toky pahorkatiny, čím je určená významná úloha mladej tektoniky pri formovaní jej geologickej stavby a reliéfu. Územie je porušené dvoma systémami zlomov. V severnej časti prevládajú zlomy smeru SSV–JJZ a Z–V, v južnejších častiach a vo východnej časti prevládajú zlomy smeru SZ–JV, Z–V a S–J.

Dolina potoka Širočina je predisponovaná na ssv.-jjz. zlome, ktorý pokračuje smerom na sever až do pohoria Pohronský Inovec. V dolnej časti potok sleduje zlom sv. smeru. Na systém zlomov smeru S–V a SSV–JJZ je viazaný potok tečúci cez Volkovce a južnejšie potok tečúci cez Nemčiňany. Pozdĺž týchto zlomov sú jednotlivé kryhy uklonené na J až JV. Doliny uvedených potokov sú výrazne asymetrické.

V južnej časti územia má vyvinutú pravouhlú riečnu sieť potok Liska s prítokmi. Celý systém dolín je tu viazaný na zlomy smerov S–J až SSZ–JJZ a Z–V. Podobný charakter má aj potok Danóc s prítokmi v okolí Veľkých Loviec a Semerova. Na východnom okraji Hronskej pahorkatiny sú zasa zlomové línie sledované niektorými tokmi smeru SZ–JV. Výraznú zlomovú líniu smeru SSV až JJZ sleduje aj samotný Hron v priestore Malé Kozmálovce – Hronský Beňadik. Pozdĺž uvedených zlomov, identifikovaných najmä na základe morfoštruktúrnej analýzy územia, je Hronská pahorkatina rozlámaná na sústavu krýh, ktorých pohybová aktivita a charakter sa menili v priebehu kvartéru. Väčšinou ide o mierne poklesy, zdvihy a úklony jednotlivých krýh, ktorých pohyby dosahujú rádovo niekoľko desiatok metrov a len zriedkavo viac.

Na základe štúdia vývoja územia Žitavskej a Hronskej pahorkatiny možno stanoviť určitú etapovitosť v neotektonickej aktivite. Koniec vrchného pliocénu a začiatok kvartéru je charakterizovaný intenzívnejším zdvihom. Tým bola podmienená hĺbková erózia a rozrušovanie starších útvarov a foriem reliéfu, najmä poriečnej rovne. Neskôr nastala morfológická diferenciacia, kde išlo o pomerne malý pokles vo vzťahu k centrálnej depresii. Tento trend morfofotektonického vývoja pokračuje až dodnes (Harčár a Priehodská, 1988; Harčár et al., 1988; Nagy et al., 1998a, 1998b).

## VÝCHODOSLOVENSKÁ NÍŽINA

Na predhoriach okrajových pohorí Východoslovenskej nížiny môžeme sledovať dva výrazné pediplénové stupne (rovne alebo staré povrchy zarovňavania). Staršie výrazné pôsobenie laterálnej erózie prebiehalo počas tektonického pokoja medzi atickou a rodanskou horotvornou fázou (tzv. stredohorská roveň – pont) a mladšie, taktiež v podmienkach tektonického pokoja, medzi rodanskou a valašskou fázou (tzv. poriečna roveň – vrchný pliocén až začiatok spodného pleistocénu). Zarovnaný povrch mladšej rovne je zreteľnejší a nachádza sa po obvode Slanských vrchov a Vihorlatu 60–120 m nad úrovňou súčasných tokov (Baňacký in Kaličiak et al., 1991a, 1991b, 1996a, 1996b; Žec et al., 1997a, 1997b). Počas mladovalášskej fázy bola poriečna roveň značne deformovaná a výškovo diferencovaná. Postupným zdvihom okrajových častí nížiny už v rodanskej a valašskej horotvornej fáze dochádzalo k hĺbkovej erózii a zároveň k postupnému prerezaniu tokov naprieč pohoriami. Najvýraznejší je prielom Laborca cez masív Krivoštianky v Brekovskej bráne (Baňacký, 1987).

Na Východoslovenskej nížine majú dominantné postavenie zlomy s.-j. smeru (Baňacký, 1986) a vymedzujú tak hlavné kvartérne štruktúry. Morfológicky sa z nich najvýraznejšie prejavuje pozdišovská elevácia. Vystupuje 100–120 m nad rovinou (190 až 236 m n. m.) a je budovaná hlavne sedimentmi neogénu, menej však neovulkanitmi a kvartérnymi sedimentmi. Po oboch stranách je ohraničená pliocénno-kvartérnymi zlomami, nerešpektujúcimi staršiu tektoniku. Pozdišovská elevácia sa formovala od vrchného pliocénu a v kvartéri. Na jej zdvih poukazujú zvyšky spodnopleistocénnej terasy 50–60 m nad nivou Ondavy. Južne od Trhovišťa táto morfoštruktúra postupne klesá a ponára sa pod kvartérne sedimenty (Baňacký, 1988a).

Zlomy s.-j. smeru charakterizujú podslanský úpätný stupeň a vymedzujú parčoviansku eleváciu a sečovskú hrast', obe založené v neogéne, ale s prejavmi mobility aj v kvartéri. V južnej časti sa podslanský úpätný stupeň styka s morfológicky výraznou morfoštruktúrou Zemplínskych vrchov. Pohorie budujú najmä horniny mladšieho paleozoika a triasu (Vozárová in Baňacký et al., 1989). Po vynorení štruktúry v sarmate sa zdvihy oživilí a pokračovali hlavne v pliocéne a v kvartéri. Vytvorila sa sieť dolín, sledujúca výrazné zlomové poruchy. Na pozitívne prejavy tektoniky poukazujú aj prielomové doliny a zvyšky pliocénnej rovne.

Positívne štruktúry predstavujú aj neovulkanické hrasti, vystupujúce z plochého územia južnej časti roviny. Patria medzi ne najmä štruktúry ako Veľký vrch, Vršok, Tarbucké a Chlmecké pahorky. Podrobnejšie štúdium poukazuje na intenzívny zdvih aj tzv. chlmeckej hrasti. Štruktúra je ohraničená strmými zlomovými svahmi smeru SZ–JV. Na východnej strane hrasti (115 m n. m.) odhalil vrt relikty vrchnopliocénnych ílov, súvekých s ílmi bazálnej časti trakanskej

čiasťkovej depresie. Zo zistených údajov vyplýva, že sa hrasť od vrchného pliocénu vyzdvihla cca o 80–90 m. Podobný vývoj mali aj ďalšie spomínané vulkanické exoty.

Výraznou pozitívnou štruktúrou, tentokrát z.-v. smeru, je zalužická hrasť, ktorá sa na východe ostro stáča na juh. Štruktúra sa dvíhala od spodného pleistocénu a bránila tak odnosu sedimentov čečehovského súvrstvia (dák–ruman). Na postupný zdvih štruktúry poukazuje aj prielom doliny Čiernej vody naprieč hrasťou.

Zaujímavými tektonickými jednotkami z.-v. smeru sú pliocénno-pleistocénne hrasti pochované pod kvartérnymi sedimentmi: matovská polianka a sobranská hrasť.

V rámci celkovej subsidencie Východoslovenskej roviny (Baňacký, 1988b; Baňacký et al., 1989) nastávali aj lokálne intenzívnejšie poklesy, čoho dôkazom sú výrazné depresie a prepadliny. Ich vývoj prebiehal buď od neogénu, resp. vrchného pliocénu s plynulým prechodom do kvartéru, alebo výlučne v kvartéri.

Medzi rozsiahlejšie depresie s.-j. orientácie patrí najmä michalovsko-sliepkovská depresia, formujúca sa medzi okrajovými zlomami spomínanej pozdišovskej elevácie a zalužickej hrasti. Vývoj depresie prebiehal od spodného pleistocénu, pričom intenzita poklesu stúpala a zväčšoval sa aj jej plošný rozsah. Napríklad poklesy v spodnom pleistocéne dosahovali 10–12 m, ale už v strednom 38–40 m, vrchnom 18–20 m a v holocéne 8–10 m. Poukazuje to na rýchlejšiu subsidenciu v mladších obdobiach kvartéru. Celkové poklesy spomínanej depresie s výplňou fluviálnych pieskov a štrkov Laborca dosahujú cca 80 m.

Na pliocénno-pleistocénnej tektonickej poruche s.-j. smeru v spodnom pleistocéne sa vyvíjala aj hraniarska prepadlina. Jej centrálnu časť vyplňajú fluviálne piesky a štrky Ondavy. Počas spodného pleistocénu tu poklesy dosiahli okolo 10 m, no v strednom pleistocéne už 18 m a vo vrchnom 15 m. V neskorom glaciáli a postglaciáli predstavuje pokles už 5–10 m. Celkové poklesy centrálnej časti prepadliny dosiahli 60 m. V južnej časti prepadliny medzi Brekovom a Kamennou Moľvou počas kvartéru sa dokonca prepadli neovulkanity o 30–50 m.

Výraznou poklesovou štruktúrou z.-v. smeru je tzv. podvihorlatská depresia. Jej východnú časť reprezentuje úbrežská čiastková prepadlina, vyplnená proluviálnymi štrkami. Jej vývoj s celkovou hodnotou poklesov 18–22 m prebiehal len od mindelu do konca rissu. Západnú časť podvihorlatskej depresie tvorí širavská čiastková prepadlina, založená len začiatkom würmu s pokračovaním v postglaciáli. Na jej súčasný poklesový charakter poukazuje aj močaristé prostredie na povrchu s vývojom rašelin a hnilokalov. Rozsah prepadliny v súčasnosti zodpovedá ploche vôd Zemplínskej šíravy.

V južnej časti Východoslovenskej roviny je založená strážňansko-trakanská depresia, rozdelená chlmeckou hrasťou na strážňanskú a trakanskú čiastkovú štruktúru. Subsidenčný charakter depresie sa prejavil už vo vrchnom pliocéne, no jej vývoj ovplyvňovali hlavne v spodnom pleistocéne ešte doznievajúce neogénne tektonické prejavy. Poklesy v tomto období dosiahli len 5–15 m. Pokračujúca subsidencia predstavovala počas mindelu maximálnu hodnotu 10 m, v risse 10–20 m. Celkové poklesy týchto štruktúr sú okolo 70 m. Würmsko-holocénne časti depresii sú vyplnené hliníťmi, piesčítymi a organickými sedimentmi. Na ich mladú až recentnú subsidenciu poukazujú pochované duny a spraše. Tieto najmladšie poklesy dosahujú sumárne 5–20 m.

## NÍŽINNÉ KOTLINY, KOŠICKÁ A TURNIANSKA

Po relatívnom tektonickom pokoji, keď sa na území Západných Karpát formovala poriečna roveň (Mazúr, 1964), sa začiatkom kvartéru následkom valašskej fázy zvýšila mobilita územia. Odzrkadľuje sa to aj v Košickej a Turnianskej kotline. Ide predovšetkým o reaktivizáciu pohybov z neogénu, no boli identifikované aj pohyby, ktorých aktivitu predpokladáme len v období kvartéru.

Sedimentačná výplň študovaného územia bola porušená výlučne disjunktívnou tektonikou. Na rozdiel od kotlín južného Slovenska sa v jednotlivých obdobiach kvartéru výrazne prejavil pokles a subsidencia, čo viac približuje územie k vývoju nížin.

Pokračovanie tektonických pohybov kvartéru malo za následok ďalšie diferencovanie morfoštruktúr v širšom okolí kotliny. Pokračoval výzdvih Šarišskej vrchoviny a Čiernej hory. Na východe dochádzalo k relatívnemu výzdvihu Slanských vrchov (Polák et al., 1996; 1997c).

V južnej časti kotliny sa intenzívne vyzdvihla Medzevská a Bodvianska pahorkatina. Treba však zdôrazniť, že išlo o diferencované pohyby, rešpektujúce blokovú stavbu jednotlivých štruktúr. V rámci kotliny nastala individualizácia jednotlivých hrast'ových štruktúr. V severnej časti kotliny to boli hrast'ové štruktúry Viničnej, varhaňovského chrbta a podslanskej úpätnej morfoštruktúry (Janočko in Kaličiak et al., 1991a, 1991b).

Hrast'ové štruktúry Viničnej a varhaňovského chrbta, ktoré sú ohraničené s.-j. zlomami, tvoria sedimenty neogénu s nesúvislým pokryvom kvartérnych sedimentov. Na podslanskej úpätnej morfoštruktúre je vyvinutý súvislý pokryv kvartéru prevažne proluviálnych sedimentov.

V južnej časti kotliny pozorovať skôr tendenciu poklesu jednotlivých blokov (Janočko in Kaličiak, 1996a, 1996b). Územie Košickej kotliny možno z hľadiska tektonického vývoja v kvartéri rozdeliť na severnú a južnú oblasť. Severná oblasť je ohraničená z východu Slanskými vrchmi a zo západu jednotkami Šarišskej vrchoviny, Čiernej hory a mindelskou terasou Hornádu. Južná oblasť je ohraničená zo severu Medzevskou pahorkatinou, z juhu Bodvianskou pahorkatinou a z východu dolinou Hornádu.

Severná časť kotliny je porušená s.-j., sv.-jz. a sz.-jv. zlomami. Severo-južné zlomy ohraničujú severnú časť kotliny od okolitých pozitívnych morfoštruktúr Slanských vrchov, Šarišskej vrchoviny a Čiernej hory. Vymedzujú aj morfológicky výrazné hrasti v kotline: varhaňovský chrbát a chrbát Viničnej.

Aktivitou mladších, sv.-jz. a sz.-jv. zlomov sa územie kotliny priečne rozsegmentovalo. Vytvorili sa bloky, ktorých výzdvihová či poklesová tendencia podmieňovala vývoj a priestorovú distribúciu kvartérnych sedimentov. Typickým príkladom podmienenosti distribúcie sedimentov aktivitou týchto zlomov je vývoj a distribúcia jednotlivých generácií proluviálnych náplavových kuželov Kostolianskeho potoka, Hraboveckého potoka a Delne v severnej časti kotliny.

V južnej časti kotliny boli počas kvartéru aktívne najmä z.-v. (zsz.-vjv.) a ssv.-jjz. zlomy. Prvá skupina zlomov ohraničuje hrast'ové štruktúry Medzevskej a Bodvianskej pahorkatiny s výskytom len nesúvislého kvartérneho pokryvu a má svoje pokračovanie v Turnianskej kotline, kde oddeľuje hrast'ové štruktúry dolného a horného vrchu.

Druhá, mladšia skupina zlomov ohraničuje priekopové prepadliny jv. a jz. od Moldavy nad Bodvou, vyplnené značnou hrúbkou kvartérnych sedimentov so subsidenčným vývojom v strednom, a najmä mladom pleistocéne a holocéne.

V Turnianskej kotline sa zmenil priečny systém zlomov na s.-j. a sz.-jv. a členenie územia kotliny na čiastkové, viac poklesnuté a vyzdvižené kryhy. To viac približuje Turniansku kotlinu ku kotlinám južného Slovenska (Pristaš in Mello et al., 1996, 1997).

Podobnú morfoštruktúrnú stavbu ako južná časť Košickej kotliny má aj malá medzihorská Rožňavská kotlina.

### III. časť: VÝVOJ DOLINY VÁHU OD PÚCHOVSKÉHO PRIELOMU PO ÚSTIE

Na názornejšie objasnenie a pochopenie neotektonického vývoja a geodynamiky Západných Karpát a Panónskej panvy na Slovensku, ako aj na demonštrovanie vzájomného tektonického vzťahu medzi oboma uvedenými podsústavami v období vrchný pliocén – kvartér, je možné najvhodnejšie použiť modelové územie obsahujúce ich časti a v rámci nich na mape vyznačené pozitívne i negatívne jednotky, t. j. pohoria, medzihorské kotliny, pahorkatiny a roviny. Z nášho pohľadu najvhodnejšie územie spĺňajúce tieto požiadavky je širšia oblasť doliny Váhu od púchovského prielomu po jeho ústie do Dunaja v Komárne (Maglay et al., 1993).

Vyčlenený úsek zahŕňa v rámci podsústavy Západných Karpát časť stredného Považia od púchovského prielomu po Beckovskú bránu a v rámci Podunajskej panvy dolné Považie s okolitou Trnavskou a Nitrianskou pahorkatinou a Podunajskou rovinou (Ložek a Tyráček, 1960).

Pre prvý úsek je charakteristický kotlinový typ vývoja doliny s prevažne pozitívnou tendenciou pohybov. Druhý úsek môžeme rozdeliť na dve časti. Prvá časť, od Beckovskej brány po južný okraj Trnavskej pahorkatiny a jz. okraj Nitrianskej pahorkatiny, je výsledkom striedavej, ale vo vzťahu k panve pozitívnej tektoniky. Druhá časť, ktorá je od S, resp. SV až V ohraničená líniou Senec – Sered' – Nové Zámky – Komárno, predstavuje oblasť s jednoznačným prevládáním negatívnych tektonických pohybov v období neotektonického vývoja. Uvedené rozdiely vo vývoji vyčleneného územia svedčia o výraznej morfo-tektonickej diferenciacii medzi podsústavou Západných Karpát a Panónskou panvou.

#### *Neotektonický vývoj v pliocéne*

Pre mladý, pliocénny a kvartérny geodynamický vývoj v oblasti blokových štruktúr Ilavskej a Trenčianskej kotliny je určujúci systém zlomov sv.-jz. smeru. Neskôr spolu s ďalším oživeným systémom zlomov sz.-jv. smeru podmienili vnútornú diferenciaciu a vznik súčasného reliéfu kotlin (Maheľ, 1982; Mazúr, 1964). Tektonické pohyby v uvedenej oblasti mali vo vzťahu k susedným elevačným štruktúram Bielych Karpát a Strážovských vrchov počas pliocénu síce negatívny charakter, ale vo vzťahu k eróznej báze situovanej do oblasti Beckovskej brány bol tento charakter jednoznačne pozitívny. Rozsah vertikálnych pohybov môžeme posudzovať len podľa pozície a diferenciacie zarovnaných povrchov. Mladší a v reliéfe výraznejší povrch, označovaný aj ako poriečna roveň, sa nachádza v relatívnej výške 120 až 150 m nad hladinou Váhu. Nad ním, v relatívnej výške od 200 do 260 m, len sporadicky vystupujú torzá staršieho povrchu. Z týchto údajov sa dá predpokladať, že výsledný efekt

vertikálnej diferenciacie počas rodanskej tektonickej fázy je tu minimálne 80 až 100 m. Podobné hodnoty nachádzame v celom hornom úseku časti doliny Váhu.

Pod Beckovskou bránou, v severnej časti Podunajskej nížiny, sa dá predpokladať taktiež prevažne pozitívny trend tektonických pohybov. Podľa rozdielu medzi pomerne dobre zachovaným povrchom poriečnych rovni Trnavskej pahorkatiny (v relatívnej výške 50–70 m) a Považského Inovca (cca 100 m) a sporadickými výskytmi staršieho povrchu v Malých Karpatoch a Považskom Inovci sa dá usudzovať, že amplitúda pohybu rodanskej fázy si tu asi zachováva rozsah zaznamenaný v kotlinách (Maglay et al., 1998b, Began et al., 1984; Salaj et al., 1987).

Pre vývoj spodnej časti dolného úseku doliny Váhu popri zlomoch sv.-jz. smeru sa stávajú rozhodujúcimi aj priečne zlomové systémy sz.-jv. smeru. Podľa interpretácie odvodennej z vrtných údajov a najnovších geofyzikálnych meraní rozsah poklesu počas pontu a pliocénu predstavuje cca 500 m v okrajových častiach depresie a 2 000 m v centrálnej časti (Janáček, 1971; Nagy a Tkáčová, 1992). Z týchto údajov sa dá len približne vymedziť rozsah poklesu počas vlastnej rodanskej fázy. Predpokladáme, že pre okrajové časti táto hodnota predstavuje antipód hodnôt odvodených v kotlinách, t. j. cca 80 až 150 m.

#### *Neotektonický vývoj v spodnom pleistocéne*

Neotektonická fáza v kvartéri diferencovala produkty vrchnopliocénneho zarovnávania v kotlinách stredného Považia a vymedzila priestor procesom pleistocénnych erózných a akumulčných cyklov. V období spodného pleistocénu už existovala zreteľne sformovaná dolina Váhu vrátane systému hlavných prítokov a s výnimkou najjužnejšieho úseku študovaného územia sedimentácia nadobúdala zreteľne fluvialny, prípadne proluvialny charakter. Súbeh endogénnych a špecifických exogénnych podmienok spôsobil zachovanie iba malých zvyškov akumulácií sedimentov starého pleistocénu. V okrajovej časti Bielych Karpát boli zaznamenané zvyšky štrkových akumulácií s relatívnou výškou bázy 105–110 m a 65–75 m. Okrem toho je pomerne dobre zachovaný zarovnaný povrch v relatívnej výške približne 90 m. Pri najvyššie položenej akumulácii pravdepodobne ide o sedimenty starých náplavových kužeľov. V okrajovej časti Považského Inovca sa nachádza ojedinelý zvyšok akumulácie s relatívnou výškou bázy 65–70 m. Diferenciácia staropleistocénnych úrovní poukazuje na etapovitost' procesov erózie a akumulácie v tomto období. Celkovú amplitúdu pozitívnych pohybov v starom pleistocéne pre spomínanú oblasť odhadujeme na 50–80 m.

Horný úsek dolného Považia sa v období spodného pleistocénu vyznačoval zložitým neotektonickým vývojom s prevládajúcimi negatívnymi pohybmi. V oblasti Nitrianskej pahorkatiny sa v čiastkových depresiách zachovali zvyšky starých horizontov zvetrávania (červenezemí). Amplitúda pohybov počas starého pleistocénu sa však nedá exaktne odhadnúť.

V najjužnejšom úseku študovaného územia zostáva centrum depresie v oblasti ohraničenej na slovenskej strane líniou medzi obcami Šuľa, Horný Bar a Bodíky. V kvartérnej časti depresie sa dajú identifikovať dva výrazné komplexy sedimentov. Spodný (staropleistocénny) komplex pozostáva z drobnozrnného piesčitého štrku s veľmi častými polohami piesčitých a ílovitých sedimentov. Báza komplexu leží v centre depresie v hĺbke okolo 500 m, hrúbka dosahuje cca 330 m. To poukazuje na veľmi intenzívny pokles počas

obdobia spodného pleistocénu. Pre dynamiku vývoja depresie je charakteristické postupné vŕahovanie periférnych častí pozdĺž zlomových línií sz.-jv. smeru, čím dochádza k jej postupnému rozširovaniu a omladzovaniu (Maglay a Pristaš, 1998).

#### *Neotektonický vývoj počas stredného pleistocénu*

O rozsahu relatívne pozitívnych tektonických pohybov v oblasti stredného Považia počas stredného pleistocénu svedčí pomerne dobre zachovaný systém terás a náplavových kužeľov. Najvyššia zo strednopleistocénnych terás má bázu akumulácie v relatívnej výške 35–45 m, staršia stredná terasa vo výške 20–25 m a najviac rozšírená mladšia stredná terasa je uložená na úrovni 10–12 m nad priemernou hladinou toku. Uvedené údaje sú stabilné prakticky v celej hornej časti študovaného územia. V pravobrežnej časti Trenčianskej kotliny sa zachoval aj systém strednopleistocénnych náplavových kužeľov. Ich čelná časť je výrazne tektonicky aj morfológicky obmedzená. Výsledný eróznio-tektonický diferenciálny efekt pre obdobie stredného pleistocénu odhadujeme na minimálne 55 m.

V hornom úseku dolného Považia prevládli v tomto období zdvihové tendencie. V oblasti Považského Inovca sa však, s výnimkou zvyšku nižšej strednej terasy, nezachovali žiadne strednopleistocénne akumulácie. Prevalu erózných procesov tu spôsobila najmä tektonická predispozícia usmernenia pravostranných prítokov, ktoré zatlačali Váh k západnému okraju Považského Inovca. Naproti tomu, v Trnavskej a čiastočne aj v Nitrianskej pahorkatine sa zachovali rozsiahle akumulácie prikrýté hrubými sprašovými komplexmi. Ich slabá výšková diferenciácia poukazuje na veľmi mierne amplitúdy pozitívnych pohybov, prípadne až na ich zmiešaný charakter.

V spodnej časti dolného Považia nadobudol charakter sedimentácie jasne fluviaľný ráz. Sedimenty, zistené vrtmi a potvrdené geofyzikálnymi meraniami, pozostávajú zo stredno- až hrubozrnných piesčitých štrkov s ojedinelými medzi- vrstvami jemnozrnných sedimentov. V centre depresie hrúbka súvrstvia dosahuje 170 m. Pri okrajoch depresie sa znižuje na 50 až 30 m. Tieto hodnoty zároveň odrážajú intenzitu poklesu v období stredného a mladého pleistocénu. V spodnej časti súvrstvia a čiastočne aj v podložnom štrkovom komplexe sa vrtmi v okolí Dunajskej Stredy zistili sedimenty s vážskou asociáciou ťažkých minerálov (Horníš a Priečhodská, 1979). To dokazuje západnejší smer toku Váhu v staršom období stredného pleistocénu a čiastočne aj v spodnom pleistocéne a výrazné, do značnej miery tektonicky podmienené zmeny v paleogeografii územia.

#### *Neotektonický vývoj vo vrchnom pleistocéne a holocéne*

V oblasti strednovážskych kotlin boli začiatkom vrchného pleistocénu strednopleistocénne akumulácie eróznio-tektonicky diferencované, čím sa vytvoril priestor pre mladšie fluviaľne sedimentačné cykly. Ich plošné rozšírenie v podstate zodpovedá rozsahu dnovej výplne súčasných tokov. Hrúbka sedimentov uvedenej akumulácie tu dosahuje maximálne 15 m, priemerné hodnoty sú však výrazne nižšie (10–12 m). Celkový rozsah eróznio-tektonickej diferenciácie počas vrchného pleistocénu je teda cca 20–26 m.

V severnej časti Podunajskej nížiny je rozdiel medzi bázou najmladšej strednopleistocénnej terasy a bázou nízkej terasy veľmi malý, z čoho sa dá usudzovať

iba na nepatrný zdvih začiatkom vrchného pleistocénu. Tomu zodpovedá aj cca 6-metrový rozdiel medzi bázami najmladšej, strednopleistocénnej akumulácie a dnovej výplne. Neskôr však nastali výraznejšie pohyby. Podľa hrúbky sedimentov dnovej akumulácie spolu s holocénnym pokryvom, 15–17 m, im môžeme pripísať skôr poklesovú tendenciu.

Kvôli pochopeniu dynamiky vývoja centrálnej makroštruktúry nížiny, a to v okrajovej časti Gabčíkovej panvy, si treba všimnúť aktivitu salibského zlomu sz.-jv. smeru (Pospíšil et al., 1978), ktorý oddeľuje štruktúrne prvky Trnavskej pahorkatiny s nevýraznou pozitívnou tendenciou od štruktúrnych prvkov s jasne poklesovou tendenciou. Hrúbka kvartérnych sedimentov na jz. strane uvedeného zlomu dosahuje 24–28 m (Pristaš et al., 1992). Tento segment môžeme považovať za pravdepodobne najmladšiu časť centrálnej depresie, vyplnenej vrchnopleistocénnymi sedimentmi, ako aj uloženiami holocénu. V smere do centra depresie postupne spolu so strednopleistocénnymi sedimentmi narastá aj hrúbka vrchnopleistocénných sedimentov.

Pri hodnotení najmladších tektonických pohybov počas holocénu si treba uvedomiť krátkosť trvania tohto obdobia. Preto vo všetkých vyčlenených úsekoch dochádza k čiastkovým pohybom, ktoré sú niekedy v protiklade so základným trendom pohybu územia. V subsidenčnej oblasti centrálnej depresie môžeme napr. na základe vonkajších prejavov, ako je meandrovanie, rozsah záplav, usmernenie tokov a zmeny v ich hydrodynamike, ako aj podľa typu sedimentácie predpokladať relatívnu stabilitu jadra Žitného ostrova a relatívny pokles jeho okrajových častí, ktorý sa prejavuje aj zvýšenou akumuláciou rašielín na severnom obvode panvy.



## ZÁVER

Neotektonická mapa Slovenska predstavuje prvý pokus o účelovú syntézu z hľadiska obsahu a kvality najvhodnejšie použiteľných poznatkov a údajov získaných najmä pri dlhodobom regionálnom geologickom mapovaní Slovenska. Vybrané údaje, pochádzajúce z výsledkov negeologických, najmä geomorfologických, geodetických, geofyzikálnych, seizmologických a iných prác, boli použité len ako podporné údaje na potvrdenie, koreláciu, resp. konfrontáciu faktov s kvartérnegeologickými údajmi. Počas prác na zostavovaní mapy autori často narážali na problém dosiaľ celkove nevyváženého a nerovnomerného pokrytia zobrazeného územia vhodne využitelnými údajmi, ako aj na ich rôznu a často na sledované účely nepostačujúcu kvalitu. Táto nevyváženosť v preskúmanosti je zrejmá najmä pri porovnaní pohorí s okrajovými výbežkami Panónskej panvy, resp. pohorí s vnútrohorskými kotlinami. Pohoria, s výnimkou Vysokých a Nízkych Tatier, kde sa jedine vyskytuje členitý kvartér vo forme stratigraficky identifikovaných glaciálnych až glacifluviálnych sedimentov, sú všeobecne charakteristické malým množstvom priamych indícií podrobnejších neotektonických interpretácií. Na rozdiel od toho, negatívne tektonické jednotky medzihorských kotlín, ale najmä územia okrajových častí Panónskej panvy, poskytli veľké množstvo indícií na interpretáciu neotektonickej aktivity. Popri pomerne detailnom rozbere jednotlivých tektonických blokov to umožnilo určiť aj ich pohybovú tendenciu, intenzitu pohybov, vek prevažujúcej aktivity a kvantifikáciu ich vývoja.

Na základe výsledkov zaznamenaných a v prehľadnej podobe zobrazených na neotektonickej mape mierky 1 : 500 000 možno potvrdiť, že aktivita najmladšieho obdobia posledného megacyklu tektonického vývoja Západných Karpát a Panónskej panvy, zohľadňujúca obdobie cca 3,5 mil. rokov, bola v sledovanej vertikálnej zložke veľmi intenzívna a pretrváva dodnes. Svedčia o tom ako príklad extrémne hodnoty dvoch výrazne protichodných štruktúr. Na jednej strane je to pozitívna štruktúra Vysokých Tatier s verifikovaným zdvihom oproti štruktúram Popradskej kotliny cca +400 m, a na druhej strane štruktúra centrálnej časti gabčíkovej depresie s doloženým poklesom cca -500 m. Vzájomný rozdiel oboch hodnôt za sledované obdobie dosahuje teda vo vertikálnom smere absolútnu hodnotu cca 900 m. Znázornenie absolútnych hodnôt nebolo možné vyjadriť na mape, pretože by spôsobilo jej zneprehľadnenie, ale najmä z dôvodu novej následnej zmeny celej koncepcie tejto mapy.

Vyčlenením jednotlivých neotektonických štruktúr, ich absolútnymi hodnotami vertikálnych pohybov počas geochronologických období a s tým súvisiacou geodynamikou, priebehom a rozšírením, ako aj stavbou a charakteristikou tektonických línií a štruktúr vrátane sprievodných prejavov tektonickej aktivity sa zaoberá textová časť. Je potrebné chápať ju len ako stručný komentár k mape, prípadne návod na jej možnú interpretáciu. Textová časť je otvorená a je žiaduce, aby jej obsah v závislosti od stavu najnovších vedeckých výskumov všetkých zainteresovaných vedeckých disciplín bol v budúcnosti aktualizovaný a účelovo usmerňovaný. Preto sa, napríklad, uvažuje o doplnení niektorých údajov v nasledujúcom období o presnejšie numerické vyjadrenie hodnôt vertikálnej diferenciácie na niektorých verifikovaných zlomových líniách aj s uvedením ich zaužívaných názvov, čím sa zvýši výpovedná hodnota mapy.

## LITERATÚRA

- Bada, G., 1999: Cenozoic stress field evolution in the Pannonian Basin and surrounding orogens. *Academisch proefschrift, Vrije Universiteit Amsterdam*, 1–187.
- Bajanik, Š., Vozárová, A. (eds.), Hanzel, V., Ivanička, J., Mello, J., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L. a Vozár, J., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria – východná časť 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1–223.
- Baňacký, V., 1986: Mapa kvartérnych neotektonických štruktúr Východoslovenskej nížiny 1 : 100 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Baňacký, V., 1988a: Geologická mapa severnej časti Východoslovenskej nížiny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Baňacký, V., 1988b: Geologická mapa južnej časti Východoslovenskej nížiny a Zemplínskych vrchov 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Baňacký, V., 1996: Geologická mapa Chvojnickej pahorkatiny a severnej časti Borskej nížiny 1 : 50 000. Bratislava, GS SR.
- Baňacký, V. a Elečko, M., 1991: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000, listy 34-412 (Moravský Ján-2), 34-421 (Kúty-1), 34-234 (Břeclav-4), 34-241 (Holíč-1). Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 8–47.
- Baňacký, V., Elečko, M., Kaličiak, M., Straka, P., Škvarka, L., Šucha, P., Vass, D., Vozárová, A. a Vozár, J., 1989: Vysvetlivky ku geologickej mape južnej časti Východoslovenskej nížiny a Zemplínskych vrchov. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 83–91.
- Baňacký, V., Elečko, M., Vass, D., Potfaj, M., Slavkay, M., Iglárová, E. a Čechová, A., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Chvojnickej pahorkatiny a severnej časti Borskej nížiny. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 66–77.
- Baňacký, V., Halouzka, R., Horniš J., Kernáts, G., Maglay, J. a Pristaš, J., 1993: Geodynamický vývoj územia Slovenska počas kvartéru. In: Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. Konferencie, sympóziá, semináre. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 239–242.
- Baňacký, V. a Sabol, A., 1969: Základný geologický výskum kvartéru Záhorskej nížiny. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 1–149.
- Baňacký, V. a Sabol, A., 1973: Geologická mapa Záhorskej nížiny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Baňacký, V., Vass, D., Kaličiak, M., Remšík, A. a Pospíšil, L., 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape severnej časti Východoslovenskej nížiny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 60–66.
- Began, A., Hanáček, J., Mello, J. a Salaj, J., 1984: Geologická mapa Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Biely, A., 1975: Geologická mapa Trábeča 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Biely, A., Beňuška, P., Bezák, V., Bujnovský, A., Halouzka, R., Ivanička, J., Kohút, M., Klinec, A., Lukáčik, E., Maglay, J., Miko, O., Pulec, M., Putiš, M. a Vozár, J., 1992: Geologická mapa Nízkyh Tatier 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Biely, A., Bezák, V., Bujnovský, A., Vozárová, A., Klinec, A., Miko, O., Halouzka, R., Vozár, J., Beňuška, P., Hanzel, V., Kubeš, P., Liščák, P., Lukáčik, E., Maglay, J., Molák, B., Pulec, M., Putiš, M. a Slavkay, M., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Nízkyh Tatier. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 128–159.
- Czászár, G. (edit.), Pistotnik, J., Scharek, P., Kaiser, M., Darida-Tichý, M., Nagy, E., Szurkas, G., Sikhegyi, F., Budai, T., Margi, I., Gyalog, L., Ivancsics, I., Pristaš, J., Horniš, J., Halouzka, R., Elečko, M., Konečný, V., Lexa, J., Nagy, A., Vass, D. a Vozár, J., 1998: Danube region Vienna – Bratislava – Budapest. Surface geological map 1 : 100 000. DANREG (Danube region Environmental Geology Programme). Budapest, Magy. All. Földt. Intéz. (Geological Institute of Hungary).

- Dublan, L., Bezák, V., Biely, A., Bujnovský, A., Halouzka, R., Hraško, E., Köhlerová, M., Marcin, D., Onačila, D., Scherer, S., Vozárová, A., Vozár, J. a Žáková, E., 1997a: Vysvetlivky ku geologickej mape Poľany 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 145–152.
- Dublan, L., Bezák, V., Bujnovský, A., Halouzka, R., Hraško, E., Vozárová, A. a Vozár, J., 1997b: Geologická mapa Poľany. Bratislava, GS SR.
- Elečko, M., Gaál, E., Lexa, J., Mello, J., Pristaš, J., Vass, D. a Vozárová, A., 1985: Geologická mapa Rimavskej kotliny a príľahlej časti Slovenského rudohoria 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Franko, O., Remšík, A. a Fendek, M., 1995: Atlas geotermálnej energie Slovenska. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Gašparik, J. a Halouzka, R., 1993: Geologická mapa Turčianskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Gašparik, J., Halouzka, R., Míko, O., Gorek, J., Rakús, M., Bujnovský, A., Lexa, J., Panáček, A., Samuel, O., Gašpariková, V., Planderová, E., Snopková, P., Fendek, M., Hanáček, J., Modlitba, I., Klukanová, A., Žáková, E., Horniš, J. a Ondrejčíková, A., 1995: Vysvetlivky ku geologickej mape Turčianskej kotliny. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 134–138.
- Gross, P., 1980: Geologická mapa Liptovskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Gross, P., 1982: Vysvetlivky ku geologickej mape Liptovskej kotliny. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 57–60.
- Gross, P., Buček, S., Ďurkovič, T., Filo, I., Karoli, S., Maglay, J., Nagy, A., Halouzka, R., Spišák, Z., Polák, M., Janočko, J., Žec, B., Vozár, J., Borza, V., Lukáčik, E. a Mello, J., 1999a: Geologická mapa Popradskej kotliny, Hornádskej kotliny, Levočských vrchov, Spišsko-šarišského medzihoria, Bachurne a Šarišských vrchov 1 : 50 000. Bratislava, GS SR.
- Gross, P., Buček, S., Ďurkovič, T., Filo, I., Maglay, J., Halouzka, R., Karoli, S., Nagy, A., Spišák, Z., Žec, B., Vozár, J., Borza, V., Lukáčik, E., Janočko, J., Jetel, J., Kubeš, P., Kováčik, M., Žáková, E., Mello, J., Polák, M., Siráňová, Z., Samuel, O., Snopková, P., Raková, J., Zlinská, A., Vozárová, A. a Žecová, K., 1999b: Vysvetlivky ku geologickej mape Popradskej kotliny, Hornádskej kotliny, Levočských vrchov, Spišsko-šarišského medzihoria, Bachurne a Šarišskej vrchoviny. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 1–239.
- Gross, P., Filo, I., Halouzka, R., Haško, J., Havrila, M., Kováč, P., Maglay, J., Mello, J. a Nagy, A., 1994: Geologická mapa južnej a východnej Oravy 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Halouzka, R., 1971: Príspevok ku geomorfologickej regionalizácii juhovýchodnej časti Podunajskej nížiny. In: Problémy geografického výskumu. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 207–214.
- Halouzka, R., 1986: Z nových poznatkov o stratigrafii kvartéru terasových náplavov riek Západných Karpát (stredné Pohronie, Orava a Turiec). Region. Geol. Západ. Karpát, Spr. geol. výsk. Geol. Úst. D. Štúra (Bratislava), 21, 167–175.
- Halouzka, R., 1987: Stratigrafia a geologicko-paleogeografický vývoj kvartéru v Západných Tatrách a ich predpolí. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Halouzka, R., 1992: Locality No. 11, Nová Baňa – Brehy. Geology of Quaternary; Determination of stratigraphy and age of basalts. In: Stankoviansky, M. a Lacika, J. (eds.): Excursion guide-book (of) International Symposium on Time, Frequency and Dating in Geomorphology, Tatranská Lomnica – Stará Lesná 1992. Bratislava, Institut. Geograph. Slov. Acad. Sci., 74–76.
- Halouzka, R., 1993a: Kvartér Oravskej kotliny a dolín horského povodia Oravy. In: Gross, P. (edit.): Geológia južnej a východnej Oravy. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1–16.
- Halouzka, R., 1993b: Tektonický vývoj (Tatier) v terciéri a kvartéri. In: Nemčok, J. (edit.): Vysvetlivky ku geologickej mape Tatier 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 113–116.

- Halouzka, R., 1993c: Mapa neotektonických štruktúr Nízkyh Tatier 1 : 50 000. In: Lobík, M. (edit.): Súbor regionálnych máp geofaktorov životného prostredia (región Nízke Tatry) v M 1 : 50 000. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Halouzka, R., 1997a: Mapa neotektonických štruktúr Tatier (a časti ich predpolia) na Slovensku 1 : 50 000. In: Pramuka, S. (edit.): Súbor regionálnych máp geofaktorov životného prostredia regiónu Vysoké Tatry v M 1 : 50 000. Bratislava, GS SR.
- Halouzka, R., 1997b: Neotektonická mapa štruktúr Liptovskej kotliny 1 : 50 000. In: Pramuka, S. (edit.): Súbor regionálnych máp geofaktorov životného prostredia, región Ružomberok – Lipt. Mikuláš v M 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, reg. centrum Sp. N. Ves.
- Halouzka, R. a Baňacký, V., 1992: Information on reinterpretation of original stratigraphy of river terrace accumulations in the Záhorie lowland (on the basis of correlation with the Moravian basins and adjacent territory in Austria). Scripta Fac. Sci. Univ. Masaryk., Geol. (Brno), 22, 97–100.
- Halouzka, R., Baňacký, V., Maglay, J., Pristaš, J. a Horniš, J., 1997: Geodynamický vývoj Západných Karpát v kvartéri. In: Rakús, M. (edit.), Bezák, V., Mello, J., Plašienka, D., Potfaj, M., Vass, D., Maglay, J., Vozár, J., Aubrecht, R., Baňacký, V., Bielik, M., Bíroň, A., Boorová, D., Halouzka, R., Havrila, M., Hók, J., Horniš, J., Hraško, L., Hrnčárová, M., Jablonský, J., Janák, M., Konečný, V., Kováč, P., Lexa, J., Madarás, J., Michalík, J., Milovský, R., Petrik, I., Pitoňák, P., Polák, M., Pristaš, J., Prokešová, R., Putiš, M., Reháková, D., Soták, J., Šimon, L., Spišiak, J., Sýkora, M., Szalayová, V., Šantavý, J., Šefara, J., Tomek, Č. a Vozárová, A.: Geodynamický vývoj Západných Karpát – II. etapa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Halouzka, R., Horniš, J., Pristaš, J. a Tkáčová, H., 1994: Stručný komentár k Neotektonickej mape jz. časti regiónu Podunajsko – DANREG (územie dotknuté výstavbou VD Gabčíkovo). Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 6 s.
- Halouzka, R. (edit.), Schäffer, G., Kaiser, M., Molnár, P., Scharek, P., Halouzka, R. a Pristaš, J., 1998: Danube Region Vienna – Bratislava – Budapest, Neotectonic map 1 : 200 000. DANREG (Danube region Environmental Geology Programme). Magy. áll. földt. Intéz., Budapest.
- Harčár, J. a Priechodská, Z., 1988: Geologická mapa Podunajskej nížiny – severovýchodná časť 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Harčár, J., Priechodská, Z., Karolus, K., Karolusová, E., Remšík, A. a Šucha, P., 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape severovýchodnej časti Podunajskej nížiny. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 69–73.
- Haško, J. a Polák, M., 1978: Geologická mapa Kysuckých vrchov a Krivánskej Malej Fatry 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Haško, J. a Polák, M., 1979: Vysvetlivky ku geologickej mape Kysuckých vrchov a Krivánskej Malej Fatry. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 105–113.
- Hók, J. a Ivanička, J., 1996: Extenzná tektonika juhovýchodného okraja Tribeča. Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 1/96, 179–183.
- Hók, J., Kováč, P., Madarás, J., Maglay, J., Kováč, M., Baráth, I., Sabol, I., Slávik, M. a Lukaj, M., 1997: Neotektonický a geomorfologický vývoj územia Slovenska. Časť geológia. Manuskript – archív GS SR, Bratislava. 1–77.
- Hók, J., Kováč, M., Rakús, M., Kováč, P., Nagy, A., Kováčová-Slamková, M., Sitár, V. a Šujan, M., 1998: Geologic and tectonic evolution of the Turiec depression in the Neogene. Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 4, 3, 165–176.
- Hók, J., Lacika, J., Bielik, M., Brozman, F., Čížek, P., Gluch, A., Hraško, L., Ivanička, J., Kohút, M., Kováč, P., Kráľ, J., Madarás, J., Nagy, A., Siman, P., Smolárová, H. a Urbánek, J., 1999: Neotektonický a geomorfologický vývoj perspektívnych území. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Horniš, J. a Priechodská, Z., 1997: Použitie ťažkých minerálov pri štúdiu sedimentárneho komplexu Žitného ostrova. Miner. slov. (Bratislava), 11, 6, 529–536.
- Horváth, F., 1993: Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. Tectonophysics (Amsterdam), 226, 333–357.

- Hrašna, M., 1997: Seizmotektonická mapa Slovenska. Miner. slov. (Bratislava), 29, 427–430.
- Hrašna, M., 1998: Tektonická a seizmická aktivita územia Slovenska. In: *Geology & Environment. Int. Conf. Wagner, P. a Durmeková, T. (eds.)*. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 107–109.
- Hreško, J. a Mederly, P., 1988: Odras mladej tektoniky v reliéfe južného výbežku Nítrijskej pahorkatiny. *Geogr. čas. (Bratislava)*, 40, 252–259.
- Ivanička, J., Hók, J., Polák, M., Határ, J., Vozár, J., Nagy, A., Fordinál, K., Pristaš, J., Konečný, V., Šimon, L., Kováčik, M., Vozárová, A., Fejdiová, O., Marcin, D., Liščák, P., Macko, A., Lanc, J., Šantavý, J. a Szalaiová, V., 1998a: Vysvetlivky ku geologickej mape Tribeča. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 139–165.
- Ivanička, J., Polák, M., Hók, J., Határ, J., Greguš, J., Vozár, J., Nagy, A., Fordinál, K., Pristaš, J., Konečný, V. a Šimon, L., 1998b: Geologická mapa Tribeča 1 : 50 000. Bratislava, GS SR.
- Janáček, J., 1971: K tektonice pliocénu ve střední části Podunajské nížiny. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 55, 65–85.
- Joó, I., 1992: Recent vertical surface movement in the Carpathian basin. *Tectonophysics (Amsterdam)*, 202, 129–134.
- Kaličiak, M., Baňacký, V., Jacko, S., Janočko, J., Karolí, S., Molnár, J., Petro, L., Spišák, Z., Vozár, J. a Žec, B., 1991a: Geologická mapa Slanských vrchov a Košickej kotliny – severná časť. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Kaličiak, M., Baňacký, V., Jacko, S., Janočko, J., Karolí, S., Molnár, J., Petro, L., Priehodská, Z., Syčev, V., Škvarka, L., Vozár, J., Zlinská, A. a Žec, B., 1991b: Vysvetlivky ku geologickej mape severnej časti Slanských vrchov a Košickej kotliny. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 147–156.
- Kaličiak, M., Baňacký, V., Bodnár, J., Dubéciová, A., Jacko, S., Janočko, J., Jetel, J., Karolí, S., Petro, L., Spišák, Z., Syčev, V., Zlinská, A. a Žec, B., 1996a: Vysvetlivky ku geologickej mape Slanských vrchov a Košickej kotliny – južná časť. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 117–122.
- Kaličiak, M., Baňacký, V., Janočko, J., Karolí, S., Petro, L., Spišák, Z., Vozár, J. a Žec, B., 1996b: Geologická mapa Slanských vrchov a Košickej kotliny – južná časť. Bratislava, GS SR.
- Klíneč, A., 1976: Geologická mapa Slovenského rudohoria a Nízkyh Tatier. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Konečný, V., Bezák, V., Halouzka, R., Stolár, M. a Dublan, L., 1998a: Geologická mapa Javoria. Bratislava, GS SR.
- Konečný, V., Bezák, V., Halouzka, R., Konečný, P., Miháliková, A., Marcin, D., Iglárová, L., Panáček, A., Štohl, J., Žáková, E., Galko, I., Rojkovičová, L. a Onačila, D., 1998b: Vysvetlivky ku geologickej mape Javoria. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 220–231.
- Konečný, V., Lexa, J., Halouzka, R., Dublan, L., Šimon, L., Stolár, M., Nagy, A., Polák, M., Vozár, J., Havrila, M. a Pristaš, J., 1998c: Geologická mapa Štiavnických vrchov a Pohronskeho Inovca. Bratislava, GS SR.
- Konečný, V., Lexa, J., Halouzka, R., Hók, J., Vozár, J., Dublan, L., Nagy, A., Šimon, L., Havrila, M., Ivanička, J., Hojstričová, V., Miháliková, A., Vozárová, A., Konečný, P., Kováčiková, M., Filo, M., Marcin, D., Klukanová, A., Liščák, P. a Žáková, E., 1998d: Vysvetlivky ku geologickej mape Štiavnických vrchov a Pohronskeho Inovca. I. diel. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 1–248.
- Konečný, V., Lexa, J., Halouzka, R., Hók, J., Vozár, J., Dublan, L., Nagy, A., Šimon, L., Havrila, M., Ivanička, J., Hojstričová, V., Miháliková, A., Vozárová, A., Konečný, P., Kováčiková, M., Filo, M., Marcin, D., Klukanová, A., Liščák, P. a Žáková, E., 1998e: Vysvetlivky ku geologickej mape Štiavnických vrchov a Pohronskeho Inovca. II. diel. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 249–473.
- Konečný, V., Pristaš, J. a Vass, D., 1978: Geologická mapa Ipeľskej kotliny a južnej časti Krupinskej planiny. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

- Konečný, V., Pristaš, J. a Vass, D., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Ipeľskej kotliny a južnej časti Krupinskej planiny. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 92–96.
- Kopecký, A., 1973: Neotektonická mapa ČSSR. Praha, Ústř. Úst. geol.
- Koráb, T., 1983: Geologická mapa Nízkych Beskýd – východná časť. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Kováč, M. a Baráth, I., 1995: Tektonicko-sedimentárny vývoj alpsko-karpatsko-panónskej styčnej zóny počas miocénu. Miner. slov. (Bratislava), 28, 1–11.
- Kováč, M., Baráth, I. a Nagymárosy, A., 1997: The Alpine collapse of the Alpine-Carpathian-Pannonian junction – an overview. Acta geol. hung. (Budapest), 40, 3, 241–264.
- Kvitkovič, J., 1993: Intenzita vertikálnych tektonických pohybov zemskej kôry v nížinách Slovenska v holocéne. Geogr. Čas. (Bratislava), 45, 2–3, 213–232.
- Kvitkovič, J. a Plančár, J., 1975: Analýza morfoštruktúr z hľadiska súčasných pohybových tendencií vo vzťahu k hlbinej geologickej stavbe Západných Karpát. Geogr. Čas. (Bratislava), 27, 4, 309–325.
- Kvitkovič, J. a Plančár, J., 1977: Recent vertical movements of the Earth crust in relation to earthquakes and seismic active faults in the Western Carpathians. Geogr. Čas. (Bratislava), 29, 3.
- Kvitkovič, J. a Vanko, J., 1990: Recentné vertikálne pohyby Západných Karpát pre epochu 1951–1976. Geogr. Čas. (Bratislava), 42, 4, 345–356.
- Lexa, J., Halouzka, R. a Havrila, M., 1998a: Geologická mapa Kremnických vrchov 1 : 50 000. Bratislava, GS SR.
- Lexa, J., Halouzka, R., Havrila, M., Hanzel, V., Kubeš, P., Liščák, P. a Hojstričová, V., 1998b: Vysvetlivky ku geologickej mape Kremnických vrchov. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 194–199.
- Ložek, V. a Tyráček, J., 1960: Príspevek k poznání vývoje údolí Váhu mezi Trenčínem a Piešťany. Sbor. Čs. Společ. Zeměp. (Praha), 65, 1, 6–14.
- Ložek, V., 1973: Příroda ve čtvrtohorách. Praha, Academia, 11–15.
- Lukniš, M., 1964: Pozostatky starších povrchov zarovnávanía reliéfu v Československých Karpatoch. Geogr. Čas. (Bratislava), 16, 3, 289–296.
- Maglay, J., Baňacký, V., Halouzka, R., Horniš, J. a Pristaš, J., 1993: Geodynamický vývoj regiónov Slovenska v období vrchný pliocén–kvartér. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 43 s.
- Maglay, J., Fordinál, K., Havrila, M., Fejdiová, O. a Kernátsová, J., 1998a: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list: 35-342 Veľké Ripňany. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 3–63.
- Maglay, J., Fordinál, K., Havrila, M., Határ, J., Boorová, D. a Zlinská, A., 1998b: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000, listy: 35-323 Drahovce, 34-341 Hlohovec. Čiastk. záver. správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 46–61.
- Maglay, J., Pristaš, J., Nagy, A. a Kernátsová, J., 1997: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000, listy: 35-343 Dvorníky, 35-344 Alekšince, 35-433 Lužianky – Nitra (časť). Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 16–38.
- Maglay, J. a Pristaš, J., 1998: Kvartér. In: Stanková, V. (edit.): Povodie Váhu – dolná časť. Relevantné abiotické prvky životného prostredia. Záver. správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 28–41.
- Maheľ, M., 1981: Geologická mapa Strážovských vrchov. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Maheľ, M., 1982: Vysvetlivky ku geologickej mape Strážovských vrchov. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Maheľ, M. a Cambel, B., 1972: Geologická mapa Malých Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Marčák, P., Vanko, J., Kubáček, L., Šterková, A. a Tóthová, A., 1976: Mapa recentných zvislých pohybov Západných Karpát. Bratislava, Výskumný ústav geod. a kartografie.
- Mazúr, E., 1963: Žilinská kotlina a príhľad pohoria. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 1–185.
- Mazúr, E., 1964: Intermountain Basins and characteristic element in the relief of Slovakia. Geogr. Čas. (Bratislava), 15, 2, 105–126.

- Mazúr, E., 1980: Morfoštruktúry. In: Mazúr, E. a Jakál, J. (eds): Atlas SSR. Bratislava, Slov. Akad. Vied.
- Mazúr, E. a Lukniš, M., 1978: Regionálne geomorfologické členenie SSR. Geogr. Čas. (Bratislava), 30, 2.
- Mello, J., Elečko, M., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vass, D. a Vozárová, A., 1996: Geologická mapa Slovenského krasu 1 : 50 000. Bratislava, GS SR.
- Mello, J., Elečko, M., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vass, D., Vozárová, A., Gaál, L., Hanzel, V., Hók, J., Kováč, P., Slavkay, M. a Steiner, A., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského krasu. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 135–153.
- Mörner, N. (edit.), 1990: Neotectonic and structural geology; general introduction. Bull. Int.Quat. Ass. Neotect. Comm., 13, 87.
- Muir Wood, R. a Mallard, D. J., 1992: When is fault "extinct"? J. Geol. Soc. (Oxford), 149, 251–255.
- Nagy, A., Halouzka, R., Konečný, V., Dublan, L., Havrila, M., Lexa, J. a Pristaš, J., 1998a: Geologická mapa Podunajskej nížiny – východná časť 1 : 50 000. Bratislava, GS SR.
- Nagy, A., Halouzka, R., Konečný, V., Lexa, J., Fordinál, K., Havrila, M., Vozár, J., Liščák, P., Stolár, M., Benková, K. a Kubeš, P., 1998b: Vysvetlivky ku geologickej mape Podunajskej nížiny – východná časť 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 111–114.
- Nagy, A. a Tkáčová, H., 1992: Mapa litofácií a hrúbok od panónu do pliocénu 1 : 200 000 – projekt DANREG. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Nemčok, J., 1990: Geologická mapa Pienin, Čergova, Lubovnianskej a Ondavskej vrchoviny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Nemčok, J., Bezák, V., Janák, M., Kahan, Š., Ryka, W., Kohút, M., Lehotský, I., Wiczorek, J., Zelman, J., Mello, J., Halouzka, R., Raczkowski, W. a Reichwalder, P., 1993: Vysvetlivky ku geologickej mape Tatier 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Nemčok, J., Bezák, V., Biely, A., Gorek, A., Gross, P., Halouzka, R., Janák, M., Kahan, Š., Kotanski, Z., Lefeld, J., Mello, J., Reichwalder, P., Raczkowski, W., Roniewicz, P., Ryka, W., Wiczorek, J. a Zelman, J., 1994: Geologická mapa Tatier. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Nemčok, J., Zakovič, M., Gašpariková, V., Ďurkovič, T., Snopková, P., Vrana, K. a Hanzel, V., 1990: Vysvetlivky ku geologickej mape Pienin, Čergova, Lubovnianskej a Ondavskej vrchoviny. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 79–84.
- Polák, M., Bujnovský, A., Kohút, M., Filo, I., Pristaš, J., Havrila, M., Vozár, J., Mello, J., Rakús, M., Buček, S. a Lexa, J., 1997a: Geologická mapa Veľkej Fatry 1 : 50 000. Bratislava, GS SR.
- Polák, M., Bujnovský, A., Kohút, M., Pristaš, J., Filo, I., Havrila, M., Vozárová, A., Vozár, J., Kováč, P., Lexa, J., Rakús, M., Malík, P., Liščák, P., Hojstričová, V., Žáková, E., Siráňová, Z., Boorová, D. a Fejdiová, O., 1997b: Vysvetlivky ku geologickej mape Veľkej Fatry 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 115–134.
- Polák, M., Jacko, S., Vozár, J., Vozárová, A., Gross, P., Harčár, S., Sasvári, T., Zacharov, M., Baláz, B., Kaličiak, M., Karolí, S., Nagy, A., Buček, S., Maglay, J., Spišák, Z., Žec, B., Filo, I. a Janočko, J., 1996: Geologická mapa Braniska a Čiernej hory. Bratislava, GS SR.
- Polák, M., Jacko, S., Vozárová, A., Vozár, J., Gross, P., Harčár, J., Zacharov, M., Baláz, B., Liščák, P., Malík, P., Zakovič, M., Karolí, S., Kaličiak, M., a Sasvári, T., 1997c: Vysvetlivky ku geologickej mape Braniska a Čiernej hory. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 124–148.
- Pospíšil, L., Buday, T. a Fusán, O., 1992: Neotektonické pohyby v Západných Karpatech. Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 16, 65–84.
- Pospíšil, P., Vass, D., Melioris, L. a Repka, T., 1978: Neotektonická stavba Žitného ostrova a priľahlého územia Podunajskej nížiny. Miner. slov. (Bratislava), 10, 5, 443–456.

- Pristaš, J., Halouzka, R., Horniš, J., Elečko, M., Konečný, V., Lexa, J., Nagy, A., Vass, D. a Vozár, J., 1996: Povrchová geologická mapa (Podunajsko – Danreg) 1 : 100 000, M-33-143. In: Kováčik, M., Tkáčová, H., Caudt, J., Elečko, M., Halouzka, R., Hušťák, J., Kubeš, P., Malík, P., Nagy, A., Petro, M., Pristaš, J., Rapant, S., Remšík, T., Šefara, J. a Vozár, J.: Podunajsko – Danreg. Záver. správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 226 s.
- Pristaš, J., Horniš, J., Halouzka, R., Tkáčová, H. a Šefara, J., 1992: Litogenetická mapa a mapa hrúbok kvartéru 1 : 100 000 – projekt DANREG. Manuskript – archív, GS SR, Bratislava.
- Pristaš, J., Elečko, M., Polák, M., Mello, J., Gross, P., Határ, J., Vozárová, A., Havrila, M., Fordinál, K., Fejdióvá, O. a Žáková, E., 1997: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000, lisy: 35-421 Partizánske, 34-411 Prašice (časť), 35-412 Chynorany, 35-413 Bojná a 35-431 Preseľany. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 42–68.
- Rakús, M., 1993: Geologická mapa Lúčanskej Malej Fatry. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Salaj, J., Began, A., Hanáček, J., Mello, J., Kullman, E., Čechová, A. a Šucha, P., 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 74–77.
- Scharek, P. (edit.), Herrmann, P., Schrarek, P., Kaiser, M., Pristaš, J. a Tkáčová, H., 1998: Danube region Vienna – Bratislava – Budapest. Map of genetic types and thickness of Quaternary sediments 1 : 200 000. DANREG (Danube region Environmental Geology Programme). Budapest, Magy. áll. földt. Intéz. (Geological Institute of Hungary).
- Stankoviansky, M., 1993a: Vývoj reliéfu južnej časti Trnavskej tabule. Geogr. Čas. (Bratislava), 45, 1, 93–107.
- Stankoviansky, M., 1993b: Problems in the study of exogenic morphogenesis of loess territory: an example from the Trnava Hillyland, Slovakia. In: Third Internat. Geomorphology Conference, Hamilton, Ontario, Canada, August 23.–28. 1993. Hamilton (IAG), 253 s.
- Stankoviansky, M., 1994a: Morfoštruktúrne jednotky Trnavskej pahorkatiny v širšom zázemí Jaslovských Bohuníc a ich vývoj. Geogr. Čas. (Bratislava), 46, 4, 383–398.
- Stankoviansky, M., 1994b: Morfoštruktúrna charakteristika Brezovských Karpát a priľahlej časti Trnavskej pahorkatiny a náčrt morfoštruktúrneho vývoja ich kontaktnej zóny. In: Machová, Z. (edit.): Zborník referátov z konferencie: Prírodná časť krajiny, jej výskum a návrhy na využitie. Bratislava, PriF UK, 102–105.
- Stankoviansky, M., 1994c: Heterogénnosť kontaktnej zóny Malých Karpát so susednými morfoštruktúrnymi jednotkami. In: Mariot, P. (edit.): Zborník abstraktov, referátov II. zjazdu SGS, Častá 8. 11. 11. 1994. Bratislava, Geogr. Úst. Slov. Akad. Vied, s. 17.
- Stewart, I. S. a Hancock, P. L., 1994: Neotectonics. Continental Deformation (Edit. Hancock, P. L.). Pergamon Press, Chapter 18, 370–409.
- Šefara, J., Bielik, M., Konečný, P., Bezák, V. a Hurai, V., 1996: The latest stage of development of the lithosphere and its interaction with the asthenosphere (Western Carpathians). Geol. Carpath. (Bratislava), 47, 6, 339–347.
- Šimon, L., Elečko, M., Lexa, J., Pristaš, J., Halouzka, R., Konečný, V., Gross, P., Kohút, M., Mello, J., Polák, M., Havrila, M. a Vozár, J., 1997a: Geologická mapa Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny. Bratislava, GS SR.
- Šimon, L., Elečko, M., Lexa, J., Kohút, M., Halouzka, R., Gross, P., Pristaš, J., Konečný, V., Mello, J., Polák, M., Vozárová, A., Vozár, J., Havrila, M., Köhlerová, M., Stolár, M., Jánová, V., Marcin, D. a Szalaiová, V., 1997b: Vysvetlivky ku geologickej mape Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 176–188.
- Šimon, L. a Halouzka, R., 1996: Pútkov vršok volcano – the youngest volcano in the Western Carpathians. Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 2, 103–123.
- Urbánek, J., 1993: Geomorfologické formy tektonického pôvodu (identifikácia a mapovanie). Miner. slov. (Bratislava), 25, 131–137.



- Vanko, J., 1988: A rectified map of recent vertical surface movements in the West Carpathians in Slovakia. *Journal of Geodynamics*, 10, 147–155.
- Vanko, J. a Kvitkovič, J., 1980: Mapa recentných vertikálnych pohybových tendencií. In: Mazúr, E. et al. (eds.): *Atlas Slovenskej socialistickej republiky*. Bratislava, Slov. Akad. Vied, Slovenský úrad geodézie a kartografie.
- Vanko, J. a Vyskočil, P., 1987: The map of vertical crustal movement in Czechoslovakia and its interpretation. *Journal of Geodynamics*, 8, 143–150.
- Vass, D., Bezák, V., Elečko, M., Konečný, V., Lexa, J., Pristaš, J., Straka, P. a Vozár, J., 1992a: Geologická mapa Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Vass, D., Bodnár, J., Elečko, M., Gaál, L., Hanáček, J., Hanzel, J., Lexa, J., Mello, J., Pristaš, J. a Vozárová, A., 1986: Vysvetlivky ku geologickej mape Rimavskej kotliny a príľahlej časti Slovenského rudohoria. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 105–115.
- Vass, D., Elečko, M., Bezák, V., Bodnár, J., Pristaš, J., Konečný, V., Lexa, J., Molák, B., Straka, P., Stankovič, J., Stolár, M., Škvarka, L., Vozár, J. a Vozárová, A., 1992b: Vysvetlivky ku geologickej mape Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 121–135.
- Vaškovský, I., 1971: Morfológia podložia kvartéru Trnavskej pahorkatiny. *Geol. Práce. Spr. (Bratislava)*, 55, 59–64.
- Vaškovský, I., 1977: Kvartér Slovenska. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 16–19, 148–157.
- Vaškovský, I., Bárta, R., Hanzel, V., Halouzka, R., Harčár, J., Karolus, K., Pristaš, J., Remšík, A., Šucha, A., Vass, D. a Vaškovská, E., 1982: Vysvetlivky ku geologickej mape juhovýchodnej časti Podunajskej nížiny. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 49–56.
- Vaškovský, I. a Halouzka, R., 1976: Geologická mapa Podunajskej nížiny – juhovýchodná časť 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Žec, B., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Jacko, S., Karoli, S., Baňacký, V., Potfaj, M., Rakús, M., Petro, L. a Spišák, Z., 1997a: Geologická mapa Vihorlatských a Humenských vrchov 1 : 50 000. Bratislava, GS SR.
- Žec, B., Kaličák, M., Konečný, V., Lexa, J., Jacko, S., Baňacký, V., Karoli, S., Potfaj, M., Rakús, M., Petro, L., Spišák, Z., Bodnár, J., Jetel, J., Boorová, D. a Zlinská, A., 1997b: Vysvetlivky ku geologickej mape Vihorlatských a Humenských vrchov. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 164–173.

1900

1901

1902

1903

1904

1905

1906

1907

1908

1909

1910

**VYSVETLIVKY K NEOTEKTONICKEJ MAPE SLOVENSKA 1 : 500 000**

---

Vydala Geologická služba Slovenskej republiky, Bratislava 1999.

Vedúca redakcie: Gabriela Šipošová  
Jazyková redaktorka: Ing. Janka Hrtusová  
Technické spracovanie: Gabriela Šipošová

Náklad 450 kusov. Tlač a knihárske spracovanie: Geologická služba SR,  
RC Spišská Nová Ves.

**ISBN 80-88974-18-6**

ISBN 80-88974-18-6