



GEOLOGICKÉ PRÁCE

ISSN 0433-4795

SPRÁVY

120

**GEOLOGICKÉ
PRÁCE
SPRÁVY 120**

Predseda vydavateľskej rady

Ing. Branislav Žec, CSc.

Vedecký redaktor

RNDr. Ladislav Šimon, PhD.

Členovia redakčnej rady

RNDr. D. Boorová, CSc., RNDr. K. Fordinál, PhD., RNDr. M. Havrila, RNDr. M. Kohút, CSc.,
RNDr. M. Kováčik, CSc., RNDr. J. Maglay, PhD., RNDr. P. Malík, CSc., RNDr. A. Nagy, CSc.,
Mgr. P. Ondrejka, PhD., RNDr. M. Potfaj, CSc., RNDr. K. Žecová



GEOLOGICKÉ PRÁCE

SPRÁVY

120

OBSAH

<i>Gregor, M. a Fendeková, M.:</i> Hodnotenie zmien kvality vody vo vzťahu k hydrologickému suchu _____	7
<i>Mikita, S.:</i> Interakcia skládok údolného typu s hydrosférou _____	27
<i>Laurinc, D. a Vozárová, A.:</i> Petrológia a proveniencia mladopaleozoických metapieskovcov gemerika Západných Karpát (Slovensko) _____	35
<i>Pešková, I., Hók, J., Potfaj, M. a Vojtko, R.:</i> Štruktúrna interpretácia varínskeho a oravského úseku brad- lového pásma _____	51

Hodnotenie zmien kvality vody vo vzťahu k hydrologickému suchu

MILOŠ GREGOR¹ a MIRIAM FENDEKOVÁ²

¹Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, milos.gregor@geology.sk

²Katedra hydrogeológie, Prírodovedecká fakulta, Univerzita Komenského, Bratislava, miriam.fendekova@fns.uniba.sk

Abstrakt. Hodnotenie zmien kvality povrchovej a podzemnej vody v deficitných obdobiach má veľký význam. Zásadným spôsobom ovplyvňuje kvalitu života na veľkých územiach. Pochopenie procesov a charakteru zmien kvality vody pri rôznych kvantitatívnych stavoch v povodí je dôležitou podmienkou, vďaka ktorej sa môžeme na tieto procesy pripraviť, prípadne ich v obmedzenej miere ovplyvniť tak, aby tieto zmeny mali čo najmenší vplyv na kvalitu života spoločnosti.

Kľúčové slová: sucho, kvalita vody, HydroOffice, podzemná voda, Horná Nitra

Abstract. The evaluation of surface- and groundwater quality changes in deficit periods is very important. It fundamentally affects the quality of life in large areas. Therefore, understanding the processes and nature of the water quality changes at various quantitative conditions in the basin is an important condition, thanks to which we can be prepared for these processes, or we can limit the degree of their influence so that these changes have the least possible impact on the quality of life in society.

Keywords: drought, water quality, HydroOffice, groundwater, Horná Nitra

Úvod

Sucho ako extrémny jav sa v rámci hydrologického cyklu s väčšou alebo menšou intenzitou prejavovalo vždy. V histórii ľudstva sme boli svedkami množstva katastrofických udalostí, ktoré boli späté s výskytom extrémne suchých období. Prejavy hydrologického sucha majú množstvo priamych, ale aj nepriamych prejavov a dôsledkov. Prejavy sucha môžeme rozdeliť na environmentálne, ekonomické a sociálne. Niektoré katastrofické suchá spôsobujú značné škody, ktorých veľkosť v krajných prípadoch dosahuje až miliardy eur. Štúdium hydrologického sucha má preto nielen vedecký, ale aj ekonomický význam. Vďaka hodnoteniu rizika vzniku hydrologického sucha a frekvenčným analýzám je možné stanovovať pravdepodobnosť a intenzitu katastrofických udalostí v definovaných oblastiach a v definovanom čase. Vďaka tomu sa spoločnosť môže na tieto udalosti dopredu pripraviť a tým výrazne znížiť škody všetkých druhov.

Jedným z dôsledkov hydrologického sucha je zmena kvality povrchovej a podzemnej vody. Hodnotenie kvality vody má rovnako veľký význam, pretože voda je základnou podmienkou života a vývoja spoločnosti. Jej dôležitosť v minulosti aj v súčasnosti je možné podložiť vysokou osídlenosťou území v okolí veľkých tokov po celom svete. Na druhej strane, zvýšená koncentrácia osídlenia v okolí tokov výrazne podmieňuje kvalitu vody. Vplyv človeka na

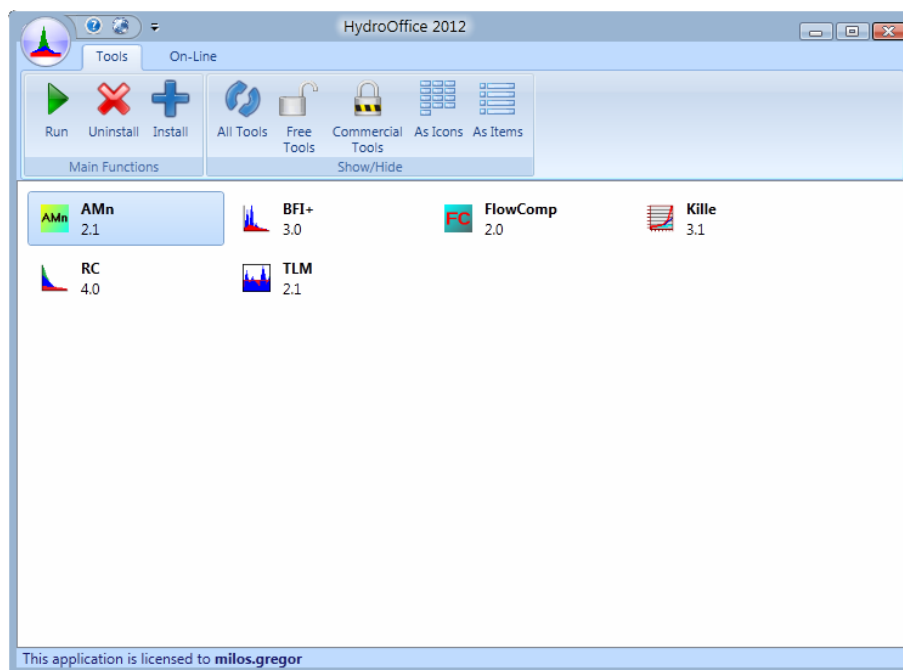
kvalitu vody je značný a z globálneho hľadiska má v čase rastúci trend. Pri hydrologických extrémoch (povodne alebo suchá) sa hydrologický režim povrchovej aj podzemnej vody čiastočne alebo úplne mení a tieto zmeny majú vplyv na kvantitu a kvalitu vody v povodí.

Tento článok sa zaoberá analýzou a hodnotením sucha v povodí a kvantitatívnymi zmenami povrchovej a podzemnej vody, ktoré sa naň viažu. Nasledujúci text stručne zhŕňa dosiahnuté výsledky. Článok vychádza zo štvorročného štúdia danej problematiky v rámci doktorandského štúdia.

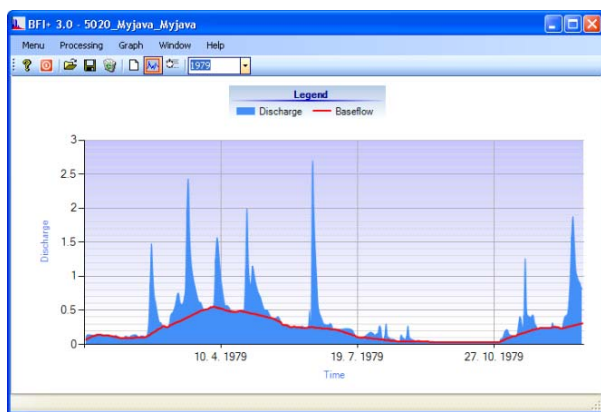
Vstupné údaje a použitý softvér

Pri spracúvaní dizertačnej práce bolo použitých viacero softvérových nástrojov. Medzi základné patrí tabuľkový kalkulátor MS Excel. Z ďalších nástrojov bol na priestorové analýzy *opensource* použitý nástroj MapWindow 6, umožňujúci používať nielen množstvo naprogramovaných funkcií, ale aj rozhranie na programovanie vlastných funkcií priestorových analýz. Ako to však často býva, softvérových nástrojov nie je dostatok, a to najmä na špecifické účely a ciele. Preto autor počas riešenia problematiky navrhol a naprogramoval viacero nových programov. Postupným rozširovaním funkcionality a zjednotením grafického rozhrania vznikol rozsiahly softvérový nástroj, ktorý integruje množstvo hydrologických analýz. Tento softvérový balík dostal názov HydroOffice a v súčasnosti sa šíri vo verzii 2012 (obr. 1).

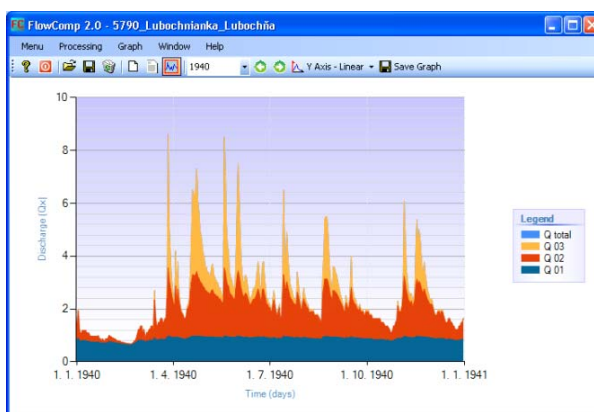
K jednotlivým modulom programu sa vytvorilo viac ako 200 strán manuálov a videotutoriály v anglickom jazyku. Keďže je tento nástroj vytvorený v anglickej jazykovej verzii, bola preň založená samostatná internetová stránka, z ktorej je voľne stiahnuteľný (<http://hydrooffice.org>). Vzhľadom na to, že o tomto nástroji je možné nájsť viacero článkov v odbornej literatúre, v nasledujúcom texte predstavíme jednotlivé moduly programu iba v krátkosti. Viac informácií je možné nájsť v rigorózne práci (Gregor, 2009), ktorá je priamo zameraná na vývoj a funkcionality programu HydroOffice. Aktuálne tento balík zahŕňa distribuovaný *klient-server systém*, ktorý tvorí okolo 2 mil. riadkov kódu, kombinovaný v 11 programovacích jazykoch a technológiách. Keďže ide o softvér šírený pod *freeware* licenciou, jeho používanie sa pomerne rýchlo rozšírilo v množstve odborných inštitúcií z oblasti environmentálnych, geologických, technických a biologických vied. Aktuálne má program vyše 3 000 inštalácií vo viac ako 80 krajinách sveta. Softvérový balík obsahuje nasledujúce, samostatne inštalovateľné moduly (obr. 1):



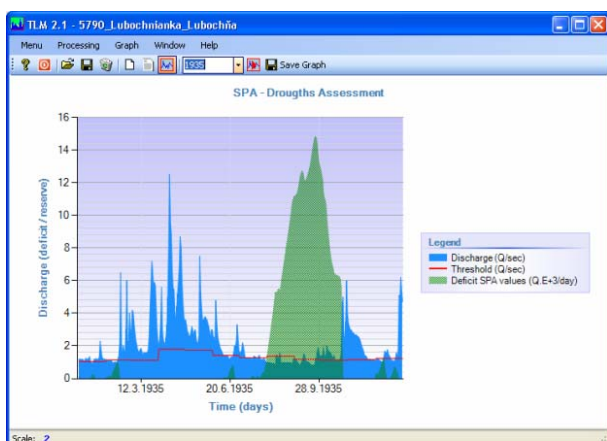
Obr. 1. Hlavné okno softvérového balíka HydroOffice.



A



B



C

Obr. 2. Príklad okien modulov softvéru HydroOffice (A – modul BFI+; B – modul FlowComp 2.0; C – modul TLM 2.1).

AMn 2.1

Program AMn vo verzii 2.1 umožňuje počítať z hodnôt časových radov prietoku minimálne alebo maximálne priemerné N-denné hodnoty.

BFI+ 3.0

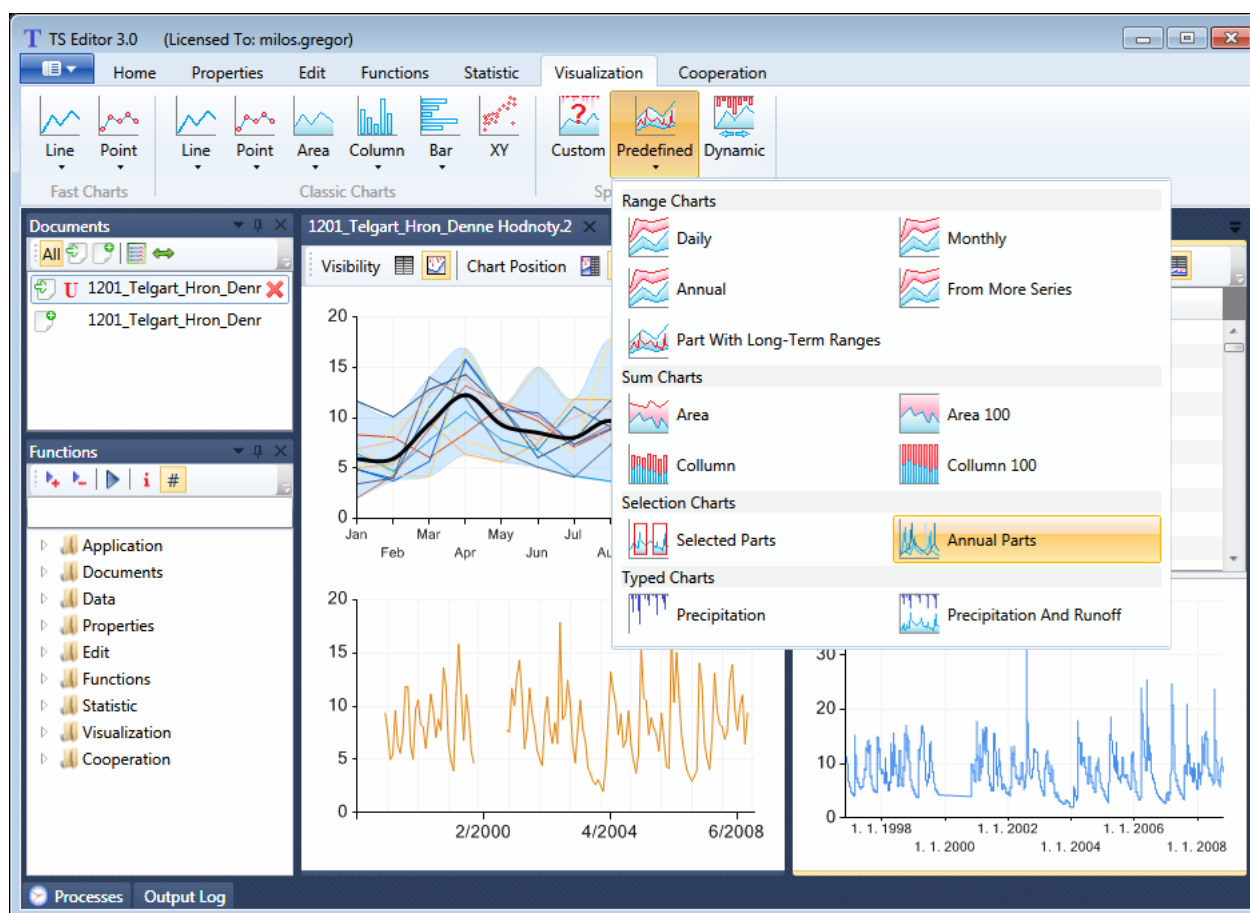
Program BFI+ je komplexný nástroj na výpočet a analýzu základného odtoku povodia z časového radu hodnôt prietoku na povrchovom toku. Program obsahuje 11 metód, pričom filtračné parametre jednotlivých algoritmov je možné voľiteľne nastavovať.

FDC 2.1

Program FDC slúži na výpočet a analýzu čiar prekročenia z importovaných časových radov meraných hodnôt. Program umožňuje počítať čiaru prekročenia v celom importovanom časovom rade, v jednotlivých rokoch, mesiacoch alebo filtrovaných obdobiach.

FlowComp 2.0

Program FlowComp bol vytvorený na separáciu zložiek odtoku z povodia alebo prameňov (Malík, 2010). Na samotnú separáciu sa využívajú výsledky analýzy výtokových čiar. Výhodou tohto programu je to, že v porovnaní s metodikami programu BFI+ umožňuje z celkového od-



Obr. 3. Hlavné okno programu TS Editor 3.0.

toku separovať viacero zložiek (napr. podzemný odtok, podpovrchový a povrchový odtok).

Kille 3.1

Modul Kille 3.1 bol vytvorený na zjednodušenie a automatizovanie časovo náročného výpočtu dlhodobého priemerného podzemného odtoku z časového radu hodnôt prietoku povrchového toku.

RC 4.0

Modul RC 4.0 je rozsiahly a komplexný nástroj na analýzu jednotlivých alebo skladaných výtokových čiar. Pri tvorbe skladaných výtokových čiar je možné využiť buď nástroj na manuálnu tvorbu výtokových čiar, alebo úplne nový prístup. Tento nový prístup kombinuje možnosti metódy evolučných genetických algoritmov a umelého imunitného systému (Gregor a Malík, 2010). Vďaka nemu je možné z tvorby skladaných výtokových čiar odstrániť chyby a ovplyvnenia výsledkov, ktoré sú založené na skúsenostiach autora.

TLM 2.1

Modul TLM bol vytvorený podľa metodík Tallaksena a van Lanena (2004) a slúži na analýzu a hodnotenie hydrologického sucha. Na tento účel využíva základnú hraničnú metódu alebo metódu SPA. Samotnú porovnávaciu

hraničnú úroveň je možné definovať ako celoročne konštantnú, mesačnú, sezónnu alebo N-dennú. Ako hraničné hodnoty je možné nastaviť priemerné, mediánové a percentilové hodnoty alebo hodnoty priamo definované užívateľom.

V testovacej fáze sú ďalšie tri nové moduly, a to:

TS Editor 3.0

Modul TS Editor 3.0 slúži na spracúvanie rôznorodých časových radov hodnôt (napr. úhrny zrážok, hladiny podzemnej vody, teplota vzduchu a vody, prietok, kvalita vody atď.). Program sa zameriava na tie funkcie, ktoré nie je možné efektívne používať v iných tabuľkových kalkulátoroch. Tento program umožňuje kontrolu úplnosti časového radu hodnôt, jeho dopĺňanie pomocou viacerých metodík a nástrojov, triedenie, prepočítavanie, formátovanie, filtrovanie údajov, premenu jednotiek, vyhladzovanie hodnôt a transformáciu údajov (napr. transformácia denných časových radov na týždenné). Okrem toho modul obsahuje viacero nástrojov na výpočet celkových, ročných, mesačných a špecifických štatistík. V module je možné používať hodinové, denné alebo týždenné časové rady. Jednotlivé funkcie je možné v programe kombinovať, pričom ich môžeme spúšťať z ponuky menu programu, z funkcionálneho stromu alebo pomocou vstavaného skriptovacieho jazyka. Celkovo tretia verzia obsahuje už viac ako 2 000 kombinovateľných a nastaviteľných funkcií (obr. 3).

Visual Infil 3.1

Program Visual Infil 3.1 (obr. 4) je vizuálne užívateľské rozhranie nad modelom Infil 3.1, ktorý bol vytvorený v Geologickej službe USA (USGS, 2008). Numerický model Infil 3.1 je distribuovaný parametrický model určený na výpočty infiltrácie vody v povodiach pod úrovňou koreňovej zóny. Model Infil počíta vodnú bilanciu v priestore a čase pod dolnou okrajovou podmienkou. Dolná okrajová podmienka je v modeli definovaná ako maximálna hĺbka od povrchu terénu, ktorá je ovplyvňovaná evapotranspiráciou (hranica koreňovej zóny). Denná vodná bilancia modelu zahŕňa množstvo procesov ako napríklad zrážky (kvapalné zrážky, sneženie, akumulácia snehovej pokrývky, sublimácia a topenie snehu), infiltráciu do koreňovej zóny, evapotranspiráciu z koreňovej zóny, odvodňovanie jednotlivých vrstiev pôdy, redistribúciu pôdnej vody, povrchový odtok a povrchový prítok do modelového povodia. Na spustenie modelu je potrebné v rámci vstupných údajov definovať a pripraviť časové rady denných zrážok, teploty vzduchu a priestorové informácie o modelovanom povodí (topografické, geologické, pôdne a vegetačné pomery). Model používa denný časový krok na výpočty vodnej bilancie a hodinový časový krok na simuláciu radiácie solárnej energie, ktorá sa používa na výpočet potenciálnej evapotranspirácie. Pomocou modelu Infil je možné generovať priestorové denné, ročné a priemerné ročné hodnoty predstavujúce všetky komponenty vodnej bilancie, ktoré umožňujú pochopiť mechanizmy ovplyvňujúce procesy infiltrácie povrchovej vody, odtoku a potenciálnych prítokov. Modelové výsledky sa môžu použiť na hodnotenie vplyvov klimatických faktorov, vlastností terénu a povodia (vegetačný pokryv, geologická stavba, pôdne pomery) na infiltráciu. Visual Infil 3.1 je komplexný program manažujúci transformáciu rôznorodých typov vstupných údajov (časové rady, tematické údaje vo formáte GIS) do súborovej štruktúry modelu. Kontroluje komplexnosť a správnosť vstupných údajov pomocou množstva sprievodcov, formulárov a nástrojov, ako je napríklad nástroj na výpočet mapy koeficientov hemisféricky viditeľnej oblohy z DEM súborov povodia na simuláciu radiácie solárnej energie. Program umožňuje aj transformáciu výsledkov modelu do vhodnej podoby, a to predovšetkým tvorbou tematických vrstiev výsledkov vo formáte GIS a tabuľkových a grafických výstupov.

Visual OTIS 1.0

Modul Visual OTIS 1.0 je program slúžiaci ako vizuálna nadstavba nad program OTIS od USGS umožňujúci modelovať kvalitu vody v povrchových tokoch. Program OTIS je jednodimenzionálny transportný model zahŕňajúci vplyvy miešania vody prítokmi do modelovaného úseku toku a zdržania vody v riečnych sedimentoch (Runkel, 1998). Model je schopný modelovať veľmi variabilné podmienky. Program OTIS umožňuje simulovať klasické transportné procesy rozpustených látok vo vode alebo inverzné simulácie, keď z výsledkov určujeme vstupné hydrodynamické a chemické parametre modelovaného prostredia. Program modeluje ustálené alebo neustálené prúdenie a konzervatívny alebo reaktívny transport v prostredí konštantných alebo variabilných hydrodynamických vlast-

ností pozdĺž modelového toku. Rovnako ako v predchádzajúcom prípade sa kvôli zjednodušeniu modelovania vytvorila vizuálna nadstavba umožňujúca spracúvať súbory vstupných údajov, kontrolovať ich úplnosť, spúšťať model a vizuálne analyzovať ich výsledky (obr. 5).

Ostatné novovytvorené programy sú zamerané na tvorbu špecifických typov grafov ako napríklad Piperovho diagramu, radiálneho grafu, Tickelovho, Stiffovho, Collovho a stĺpcového grafu (Gregor, 2008). Programy umožňujú rýchlu tvorbu jednotlivých grafov, pričom tieto grafy sú vizuálne nastaviteľné a exportovateľné z programu do obrázkového súboru. Do budúcnosti sa plánuje ich integrácia so softvérovým balíkom HydroOffice.

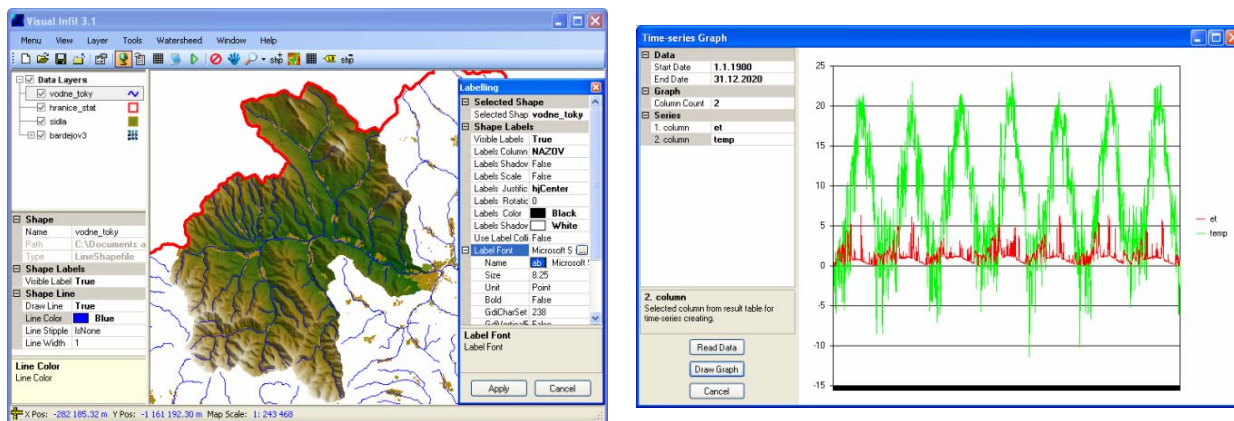
Hodnotenie hydrologického sucha na Slovensku

V ďalšej časti práce sme sa venovali hodnoteniu hydrologického sucha v povrchovej vode na území celého Slovenska. Výsledky tejto časti slúžili ako podklad na hodnotenie a porovnanie charakteru a výskytu sucha v záujmovom území oblasti Hornej Nitry. Na účely tejto časti práce sa použili denné hodnoty prietoku na 75 profiloch vodných tokov od roku 1930 do roku 2005 (obr. 6). V rámci Slovenska už bolo spracovaných viacero obdobných prác z tejto oblasti. Príkladom môžu byť práce Balca (1990), Demeterovej a Škodu (2005, 2009), Kóhnovej et al. (2008) alebo Fendekovej a Ženišovej (eds., 2010).

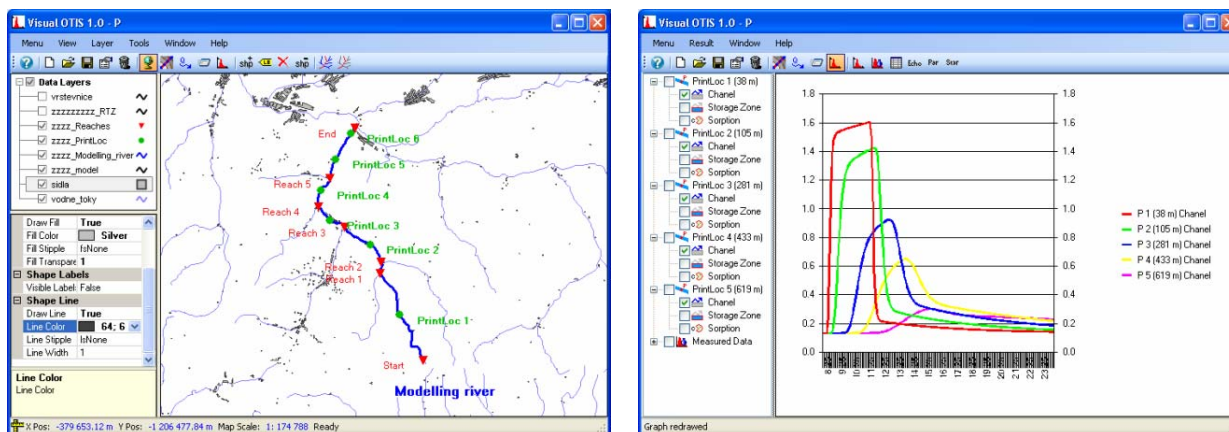
Kvôli porovnateľnosti výsledkov medzi jednotlivými povodiami sa tieto hodnoty prepočítali na merný odtok ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$). Takto upravené hodnoty následne vstupovali do jednotlivých analýz a hodnotení. Na spracovanie údajov o charaktere a výskytu hydrologického sucha sa použili nástroje TS Editor 2.0, FDC 2.1 a TLM 2.1 program HydroOffice 2012. Po prepočítaní prietoku na merný odtok sa z každého povodia stanovila prahová hodnota Q_{90} z čiar prekročenia. Táto hodnota sa použila pri analýze deficitných období hydrologického sucha. Stanovená hodnota Q_{90} definuje hraničnú hodnotu, ktorá bude s pravdepodobnosťou 90 % v dlhodobých pozorovaniach prekročená.

Táto hodnota sa potom použila ako celoročná konštantná hraničná hodnota pri analýze sucha v programe TLM 2.1. Pri samotnej analýze hydrologického sucha sa použila metóda SPA (*sequent peak algorithm*), ktorá počíta chýbajúci objem vody v prietoku vodného toku pod hraničnou úrovňou. Týmto spôsobom spravovania vznikne nový časový rad denných objemových deficitov, ktorý sa využil pri ďalších analýzach (intenzita sucha, plošné rozšírenie sucha, dĺžka deficitných období, sezónna analýza sucha). Po výpočte časových radov denných deficitov v jednotlivých profiloch vodných tokov sa tieto rady spriemerovali do jedného radu, ktorý definoval hodnoty charakteristické z regionálneho hľadiska pre celé územie Slovenska. V rámci tohto radu bolo možné analyzovať výskyt regionálne významných suchých období. Tabuľka 1 zobrazuje výber najvýznamnejších suchých období vzhľadom na hodnotu priemerného deficitu.

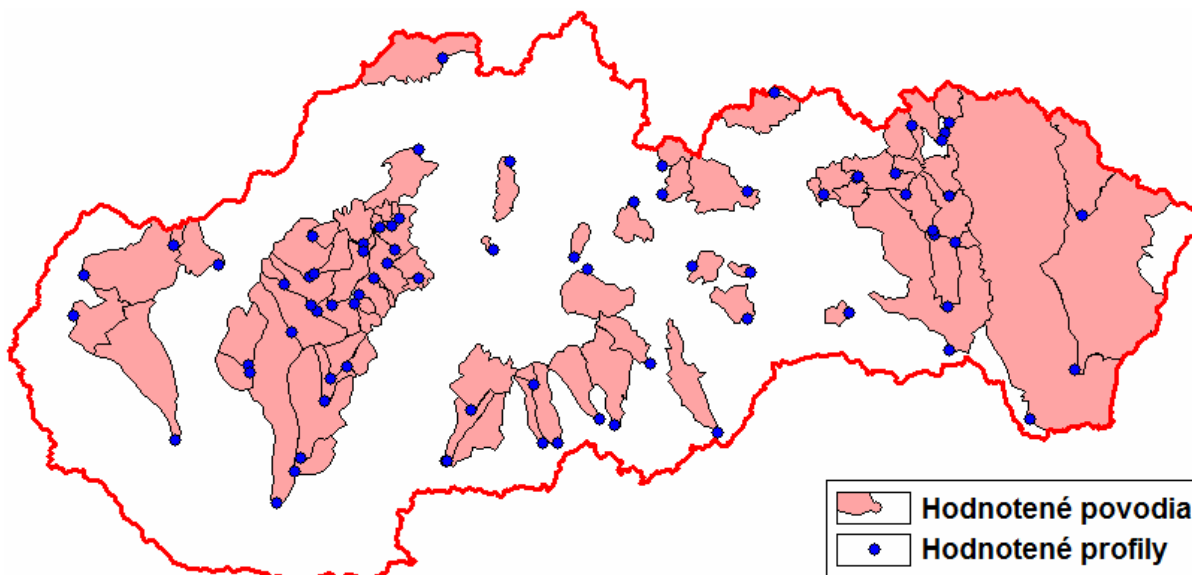
Ako je z tabuľky zrejme, najvyšší deficit v rokoch 1930 až 2005 bol v októbri 1947, keď bola dosiahnutá najvyššia hodnota deficitu, a to v priemere až $64 \cdot 10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Ostatné deficitné periódny dosahujú výrazne nižšie hodnoty. Celkový priebeh hodnoty priemerného deficitu v hodnotenom období je zobrazený na obr. 7.



Obr. 4. Okná modulu Visual Infil 3.1.



Obr. 5. Okná modulu Visual OTIS 1.0.



Obr. 6. Výber profilov vodných tokov použitých pri hodnotení regionálneho výskytu a charakteru hydrologického sucha v povrchovej vode.

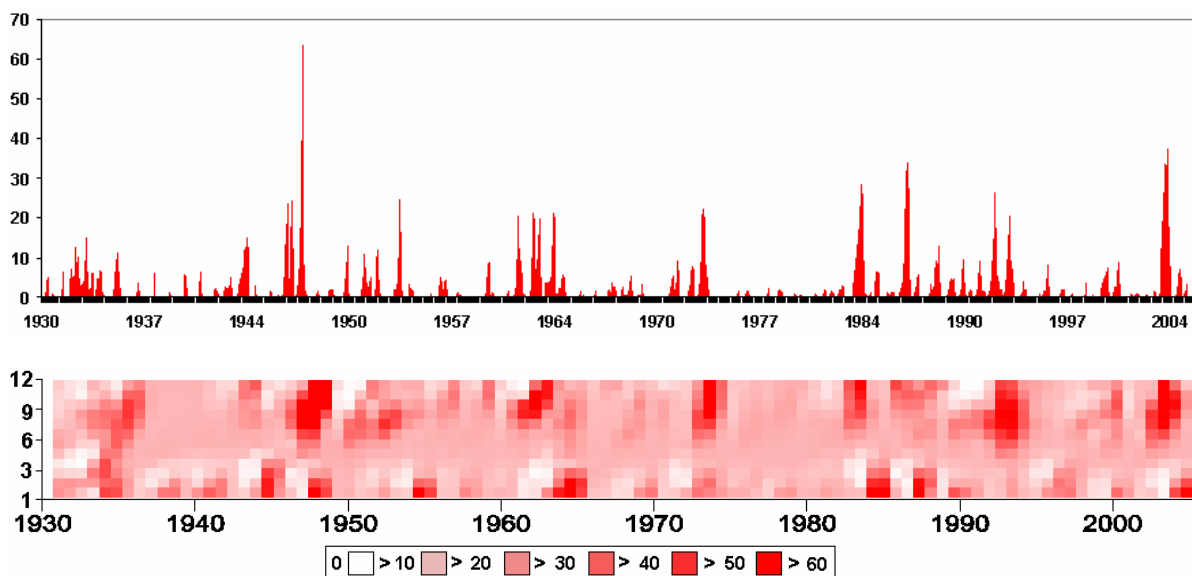
Zistilo sa, že v 81 % prípadoch deficit dosahoval hodnoty v rozsahu $0 - 10 \cdot 10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, pričom tieto hodnoty naznačujú iba lokálny výskyt sucha. Hodnoty v rozsahu od $10 \cdot 10^3$ do $30 \cdot 10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ sa vyskytli iba v 6,2 % hodnoteného obdobia. Hodnoty priemerneho deficitu vyššie ako $30 \cdot 10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, ktoré je

možné považovať za extrémne vysoké, sa vyskytli iba v 0,98 % hodnoteného obdobia.

Okrem intenzity hydrologického sucha je rovnako dôležité analyzovať aj jeho plošný výskyt. Tento parameter je dôležitý napríklad pri projektovaní vodárenských sústav zdrojov pitnej aj úžitkovej vody. Na predstavenie

a interpretáciu výsledkov sa použili rovnaké postupy ako v prípade predchádzajúcej časti. Vo výsledkoch sa mohli hodnoty pohybovať v rozsahu od 0 do 100 % zasiahutej plochy hodnotených povodií. V hodnotenom období sa

nevyskytlo ani jedno sucho, ktoré by zasiahlo naraz všetky hodnotené povodia. Výber najvýznamnejších období sucha z pohľadu jeho plošného rozšírenia je uvedený v tab. 2.



Obr. 7. Priebeh priemernej hodnoty deficitu v hodnotených povodiach Slovenska v $n \cdot 10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ so zohľadnením jej sezónnej charakteristiky.

Tab. 1. Výber desiatich období s najväčšími priemernými deficitmi na Slovensku.

Rok	Mesiac	Hodnota priemerneho deficitu ($\text{m}^3 \cdot \text{deň}^{-1} \cdot \text{km}^2$)
1947	10	$64 \cdot 10^3$
2004	1	$38 \cdot 10^3$
2003	12	$35 \cdot 10^3$
1987	2	$34 \cdot 10^3$
1992	10	$29 \cdot 10^3$
1984	2	$29 \cdot 10^3$
1954	2	$25 \cdot 10^3$
1946	10	$24 \cdot 10^3$
1973	11	$23 \cdot 10^3$
1986	12	$22 \cdot 10^3$

Tab. 2. Výber období s najväčším plošným rozšírením hydrologického sucha.

Rok	Mesiac	Plošné zasiahnutie hydrologickým suchom (%)
1947	10	97
1962	10	92
1954	2	91
1952	8	88
1946	10	86
1961	10	85
2003	9	84
1932	9	82
1935	9	80
1950	7	78

V porovnaní s tab. 1 je zjavné, že sa tieto výbery významného sucha nekryjú v každom prípade. Najväčšie plošné pokrytie malo sucho z októbra 1947 (97 %), ktoré rovnako dosahovalo aj najvyššie hodnoty priemerneho deficitu. Priebeh hodnôt plošného rozšírenia suchých období je zobrazený na obr. 8. Zistilo sa, že najvyššie hodnoty plošného rozšírenia sucha sú typické z regionálneho hľadiska pre letné až jesenné obdobia v roku.

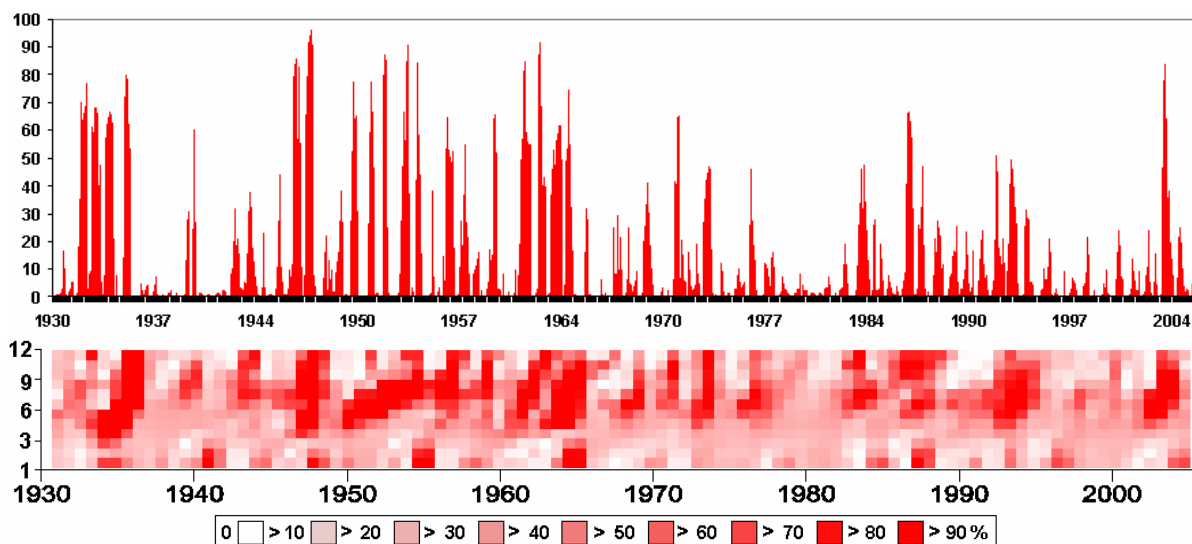
Ďalším parametrom opisujúcim charakter suchých období je ich dĺžka. Na tento účel sa spočítala priemerná dĺžka suchých období v rámci celého Slovenska a výsledky sú zobrazené v podobe tabuľky s výberom desiatich najdlhších období sucha (tab. 3) a priebehu týchto hodnôt v čase (obr. 9).

Priemerná dĺžka deficitných období je v rámci Slovenska približne 50 dní. V priemere najdlhšie sucho sa na Slovensku vyskytlo v roku 1964 a trvalo 523 dní, čiže skoro 2 roky. Zaujímavosťou je, že do výberu najdlhších období

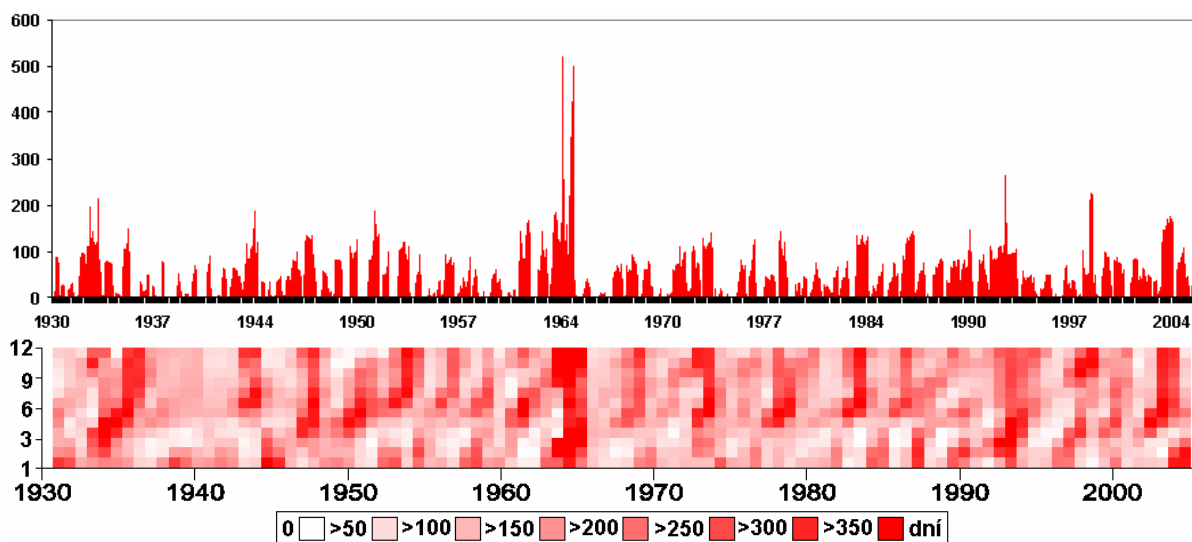
Tab. 3. Výber 10 najdlhších deficitných období na Slovensku.

Rok	Dĺžka (dni)
1964	523
1993	266
1998	226
1933	217
1952	188
1944	188
1963	186
2004	179
2003	171
1962	169

sucha sa nedostalo sucho z októbra 1947, čo naznačuje, že išlo o sucho s veľmi veľkým plošným rozšírením, vysokou intenzitou, ale krátkym trvaním. Zistili sme, že 47 % období sucha má dĺžku v rozsahu od 50 do 100 dní a iba 13,4 % sucha trvá viac ako 150 dní.

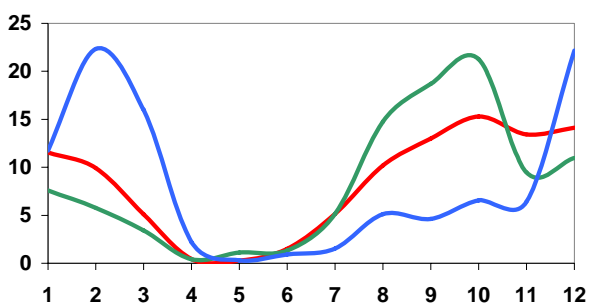


Obr. 8. Priebeh hodnôt plošného rozšírenia sucha v čase spolu so zohľadnením jeho sezónneho charakteru.



Obr. 9. Priebeh priemernej dĺžky suchých období v čase spolu s ich sezónnym charakterom.

V ďalšej časti práce sa hodnotil sezónny charakter sucha v povrchovej vode Slovenska. Štatisticky sme spracovali hodnoty percentuálnej pravdepodobnosti výskytu maximálnej ročnej hodnoty deficitu v jednotlivých mesiacoch. Na základe tohto hodnotenia bolo možné vodné toky Slovenska zoradiť do troch skupín. Výsledok je zobrazený na obr. 10.



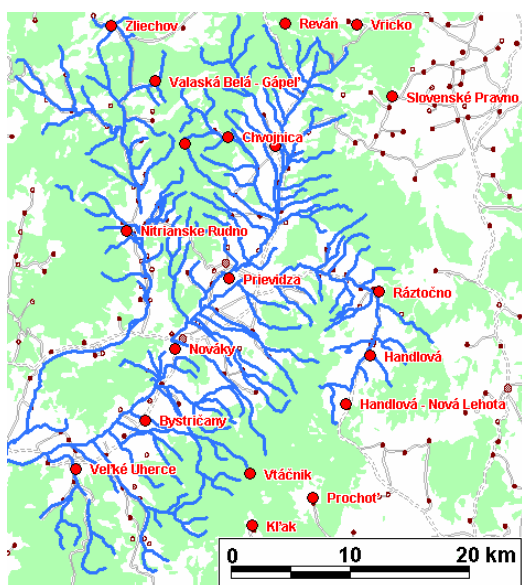
Obr. 10. Schematizácia výsledkov percentuálnej početnosti výskytu maximálnych ročných deficitov v jednotlivých mesiacoch roka a ich rozdelenie podľa sezónnosti deficitov (modrá čiara – zimný typ, červená čiara – jesenno-zimný typ, zelená čiara – jesenný typ).

Vo všetkých troch typoch vodných tokov je pravdepodobnosť výskytu maximálnej ročnej hodnoty deficitu v mesiacoch apríl až jún skoro nulová. Tento priebeh sa však v ostatných mesiacoch výrazne mení. Pri zmiešanom jesenno-zimnom type je pravdepodobnosť výskytu mimo obdobia topenia snehu pomerne vyrovnaná. Pri jesennom type sa maximálne ročné deficity vyskytujú najmä v letných až jesenných mesiacoch. Výrazne odlišný charakter vykazuje zimný typ tokov, pri ktorom sa maximálne hodnoty dosahujú v mesiacoch december až február, pričom povodia v najvyšších pohoriach majú maximálne hodnoty deficitu koncentrované vo februári a povodia z nižšej nadmorskej výšky skôr v decembri.

Okrem týchto analýz boli spracované aj ďalšie analýzy ako napríklad analýza periodicity suchých období, pričom boli identifikované 3-, 5- a 10-ročné cykly pravidelného opakovania suchých období s rovnakým charakterom. Takisto sa zistil výskyt tzv. Hurstovho fenoménu – zhľukovania suchých a mokrych období (Pekárová, 2009). Vzhľadom na stanovený rozsah príspevku však tieto analýzy musíme vynechať. Podrobne sa oboznámiť s týmito výsledkami je možné v samotnej práci (Gregor, 2011, 2012).

Hodnotenie meteorologického sucha na území Hornej Nitry

V samostatne hodnotenom povodí Hornej Nitry sa sucho analyzovalo v rámci všetkých zložiek hydrologického cyklu. Pri hodnotení meteorologického sucha sa na tento účel využilo 16 časových radov denných pozorovaní zrážkových úhrnov od roku 1981 do roku 2007 (obr. 11). Dlhodobé priemerné ročné úhrny zrážok v hodnotenom povodí sa pohybovali od 653 do 1 054 mm.



Obr. 11. Lokalizácia hodnotených zrážkomerných staníc v oblasti Hornej Nitry.

Na začiatku sa vzhľadom na meteorologické sucho zhodnotili všetky stanice podľa jednotlivých rokov. Na tento účel sa využila metóda klasifikácie sucha na základe vodnosti (Majerčáková et al., 2007). Týmto spôsobom boli spracované tak celkové úhrny zrážok, ako aj úhrny efektívnych zrážok, vypočítané podľa metodiky opísanej v práci Švasty a Malíka (2006). Výsledky z oboch hodnotení ukázali, že ročné úhrny celkových aj efektívnych zrážok vzhľadom na dlhodobý normál mierne rástli, pričom tento trend rastu bol mierne nižší pri hodnotách efektívnych zrážok. Celkovo medzi najsuchšie roky z pohľadu meteorologického sucha patrili roky 2003, 1989, 1991 a obdobie 1982 – 1983. Naopak, najvyššie hodnoty zrážkových úhrnov sa zaznamenali v rokoch 1994, 2000, 2002 a 2005.

V druhej časti práce sa hodnotilo meteorologické sucho odlišným spôsobom, v mesačnom kroku. Najskôr sa spočítali mesačné úhrny zrážok v jednotlivých meteorologických staniách. Tie sa potom prepočítali na efektívne zrážky a zohľadnil sa aj vplyv medzimesačného prenosu zrážok vo forme snehovej pokrývky (obr. 12). Na takto spočítané hodnoty sa aplikovala bilancia, ktorá charakterizovala hodnotené obdobie z pohľadu nedostatku alebo nadbytku mesačných úhrnov zrážok. Spriemerovaný výsledok zo všetkých zrážkomerných staníc je zobrazený na obr. 13.

Z tejto bilancie je zrejmé, že deficitné obdobie tvorilo väčšinu hodnoteného obdobia. Bilančne nadpriemerné

úseky boli v rokoch 1999 až 2002 a v rokoch 2005 až 2006. Z analýzy vidieť, že infiltrácia vody spôsobená jarným topením snehu vždy znižuje hodnotu deficitu, často ale z dlhodobého hľadiska nepostačuje na dosiahnutie priemerného stavu (0 mm). Výsledky z jednotlivých staníc (obr. 14 hore) sa nakoniec spriemerovali, čím sme získali výsledok z povodia Hornej Nitry (obr. 14 dole).

Analýzy na jednotlivých zrážkomerných staniách vykazujú pomerne podobný priebeh zmien zásob s tým, že v obdobiach veľkých deficitov sa variabilita zvyšuje. Zistil sa aj vzťah medzi nadmorskou výškou a maximálnymi či priemernými hodnotami deficitov infiltrácie, keď s rastúcou výškou zrážkomernej stanice sa tieto hodnoty rovnako zvyšujú. Na spoľahlivú regresnú analýzu týchto vzťahov by však bolo potrebných viac zrážkomerných staníc. Zaujímavosťou je to, že pozitívnu bilanciu efektívnych zrážok vykazuje iba stanica 30 100 – Ráztčno, kde v bilancií maximálne hodnoty nadbytkov dosahujú až 320 mm efektívnych zrážok nad priemernou mesačnou hodnotou.

Hodnotenie hydrologického sucha v povrchovej vode na území Hornej Nitry

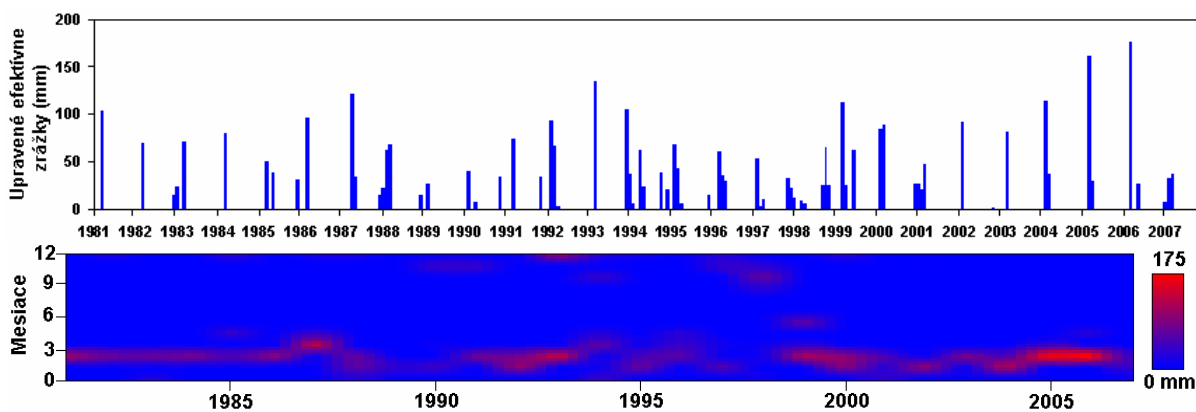
Ďalšou zložkou hydrologického cyklu, v rámci ktorého sa sucho hodnotilo, je povrchová voda na území povodia Hornej Nitry. V rámci analýzy hydrologického sucha sa požili merania z 20 profilov povrchových tokov (obr. 15) z rokov 1930 až 2006. Rovnako ako pri celoslovenskom hodnotení, kvôli lepšej porovnateľnosti výsledkov sa prietoky na profiloch prepočítali na merný odtok. Na samotnú analýzu sucha sa použila bilančná metóda SPA (Tallaksen a van Lanen, 2004).

Ako prvá sa hodnotila priemerná hodnota intenzity sucha v hodnotách deficitu ($\text{m}^3 \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{deň}^{-1}$). Priebeh týchto hodnôt a ich sezónny charakter je zobrazený na obr. 16.

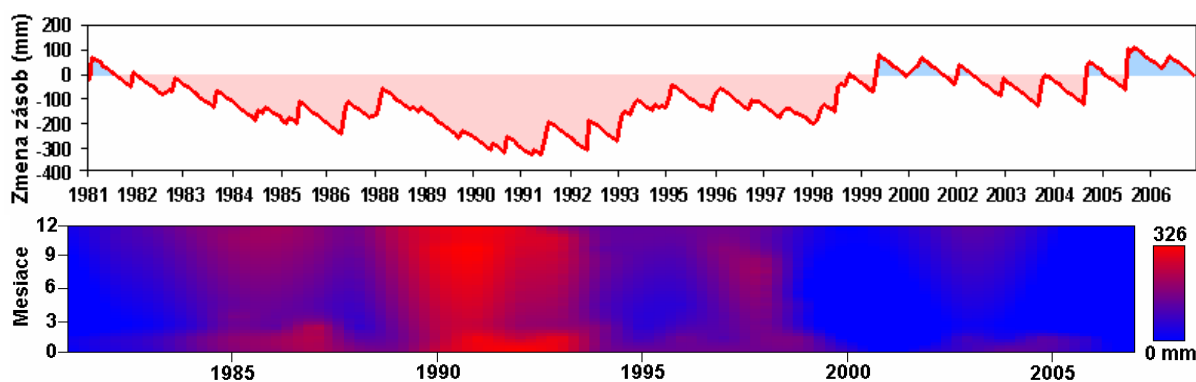
Najvyšší zdokumentovaný priemerný deficit sa vyskytol v období apríl – december 1947, keď dosiahol maximálnu hodnotu $122 \cdot 103 \text{ m}^3 \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{deň}^{-1}$. Táto suchá perióda sa vyskytla v rámci desaťročného periodického cyklu, v ktorom sa opakujú významné suché periody s deficitom presahujúcim hodnotu $40 \cdot 103 \text{ m}^3 \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{deň}^{-1}$. Suché periody mimo tohto zjavného cyklu nedosahujú také vysoké hodnoty. Z hľadiska sezónneho charakteru priebehu hodnôt deficitov sa zistilo, že najvyššie deficity sa koncentrujú v jesenno-zimnom období roka, s maximom v mesiaci október. Naopak, najnižšie hodnoty sa vyskytujú v jarnom období roka s topením snehu, s minimom v mesiacoch apríl – máj.

Následne sa hodnotilo priestorové rozšírenie jednotlivých periód sucha (obr. 17).

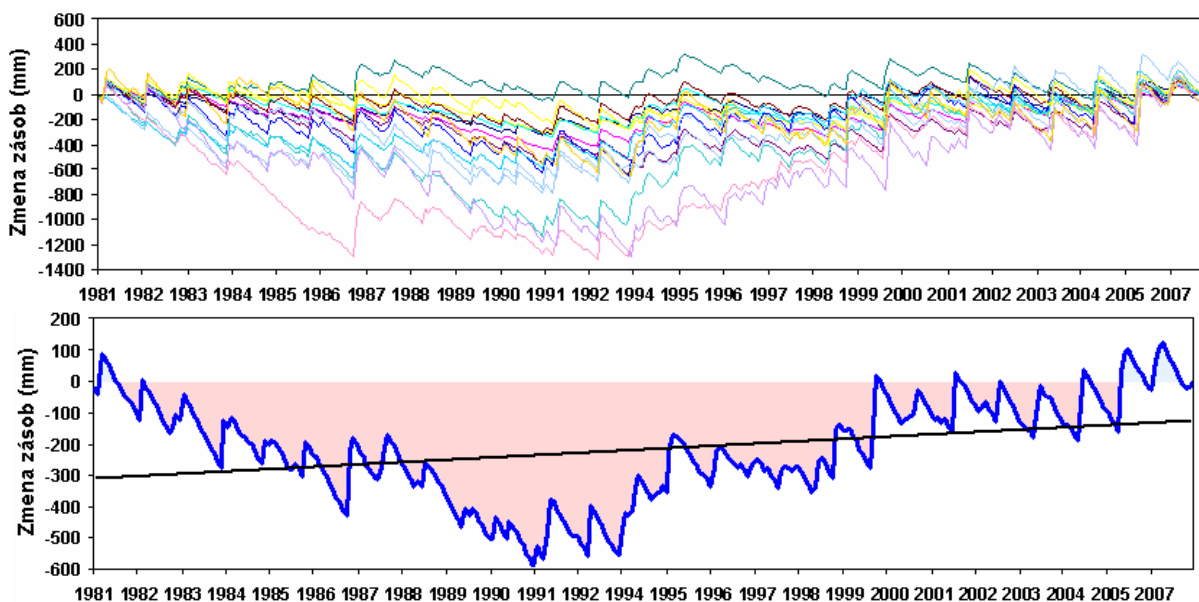
Najvyššie plošné rozšírenie dosiahlo sucho v období február 2003 – apríl 2004, v rámci ktorého bolo v jesennom období roka rozšírené až na 92 % hodnotených profiloch. Z dlhodobého hľadiska je možné pozorovať pomalý nárast plošného rozšírenia výskytu hydrologického sucha. Hydrologické sucho v hodnotenom území zasahuje v priemere 13 % hodnotených profilov povrchových tokov. Väčšina deficitných periód zasahuje menej ako 40 % hodnotených profilov a nad touto hranicou sa vyskytujú iba významné suché periody po roku 1974. Toto špecifi-



Obr. 12. Príklad priebehu vypočítaných efektívnych zrážok so zohľadnením vplyvu prenosu zásob vody v snehovej pokrývke na zrážkomernej stanici 30 180 – Veľké Uherce.



Obr. 13. Priebeh zmeny zásob vody (v mm) vzhľadom na jej infiltráciu v hodnotenom časovom období na zrážkomernej stanici 30 180 – Veľké Uherce.

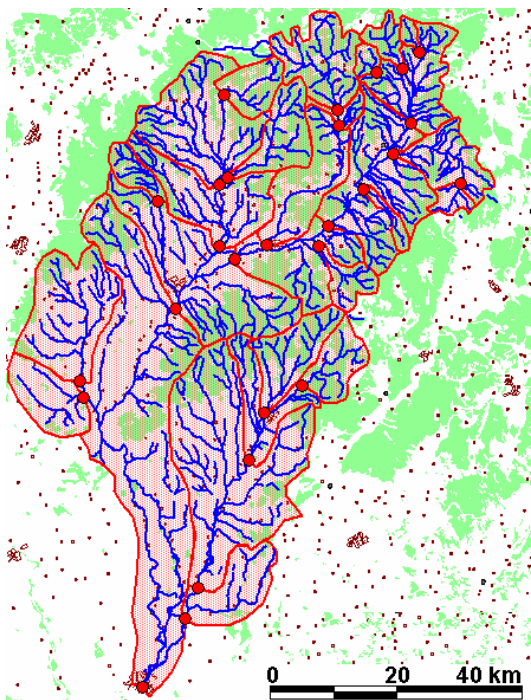


Obr. 14. Analýza priebehu zmeny bilancie infiltrácie vody v hodnotenom území (hore – jednotlivé zrážkomerné stanice, dole – priemerný priebeh v hodnotenom území).

kum však môže byť spôsobené nárastom počtu hodnotených profilov po roku 1974. Vzhľadom na sezónny charakter je možné povedať, že najvyššie plošné rozšírenie majú suché periód v mesiacoch august až október a najnižšie v mesiacoch január až jún. Ďalším parametrom charakteru

suchých období, ktorý sa hodnotil, je ich priemerná dĺžka (obr. 18).

Z grafu časového priebehu priemernej dĺžky deficitných periód v čase je zrejmé, že vysoké hodnoty (viac ako 200 – 300 dní) sa cyklicky opakujú, podobne ako hodnoty

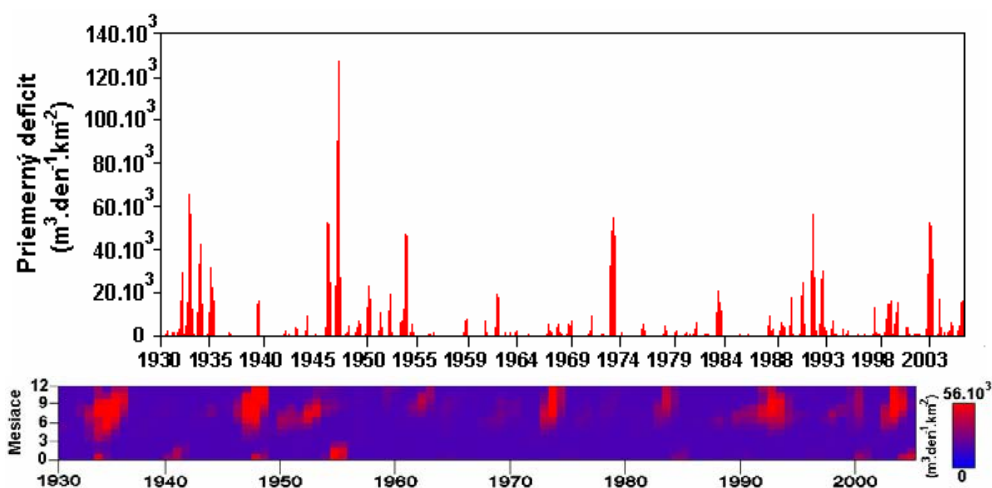


Obr. 15. Priestorová lokalizácia profilov povrchových tokov použitých na analýzu hydrologického sucha v rámci povodia Hornej Nitry.

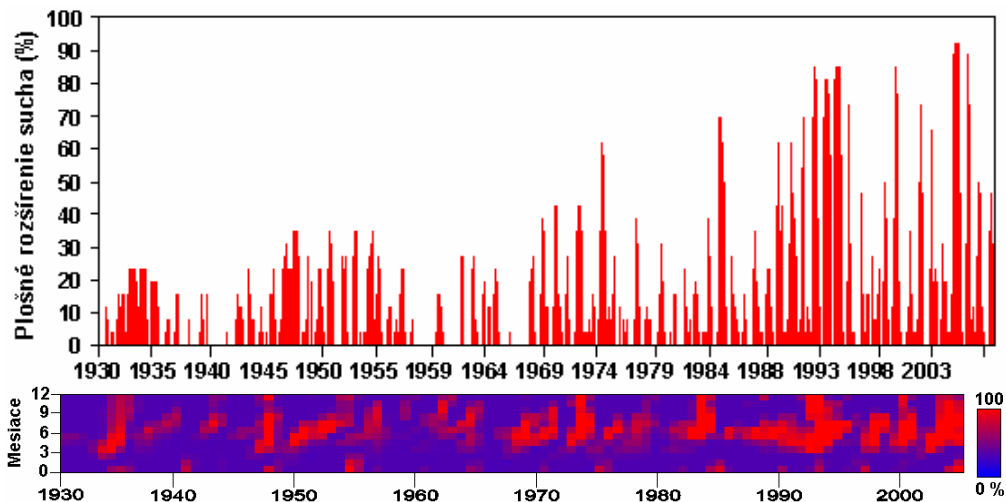
priemerného deficitu, každých približne 10 rokov. Priemerná dĺžka suchých období v hodnotách prietoku povrchových tokov bola 87 dní, pričom maximum dosiahla v rokoch 1974 – 1975, a to 510 dní. Z dlhodobého hľadiska sa mimo periodicky opakovaných cyklov nezistila zmena dĺžky suchých období v čase.

Hodnotenie hydrologického sucha v podzemnej vode na území Hornej Nitry

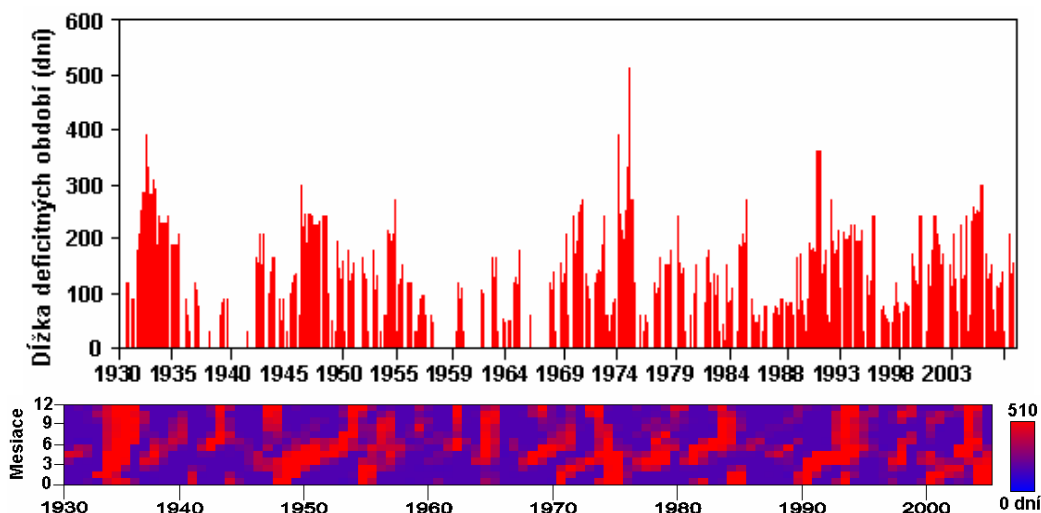
Ďalšou úlohou bolo spracovanie výskytu a charakteru hydrologického sucha v podzemnej vode Hornej Nitry. Pri analýze môžeme vychádzať z dvoch druhov vstupných údajov, a to z časových radov denných a týždenných meraní hladín podzemnej vody a týždenných meraní výdatnosti prameňov (obr. 19). Pri analýze meraní výdatnosti prameňov (obr. 19). Pri analýze meraní výdatnosti prameňov vychádzame z pozorovaní 27 prameňov južných svahov Strážovských vrchov, pričom tieto pramene odvodňujú rozdielne typy horninového prostredia s puklinovou a krasovo-puklinovou až krasovou priepusnosťou. Záznamy meraní výdatnosti sú dostupné z rokov 1953 až 2008.



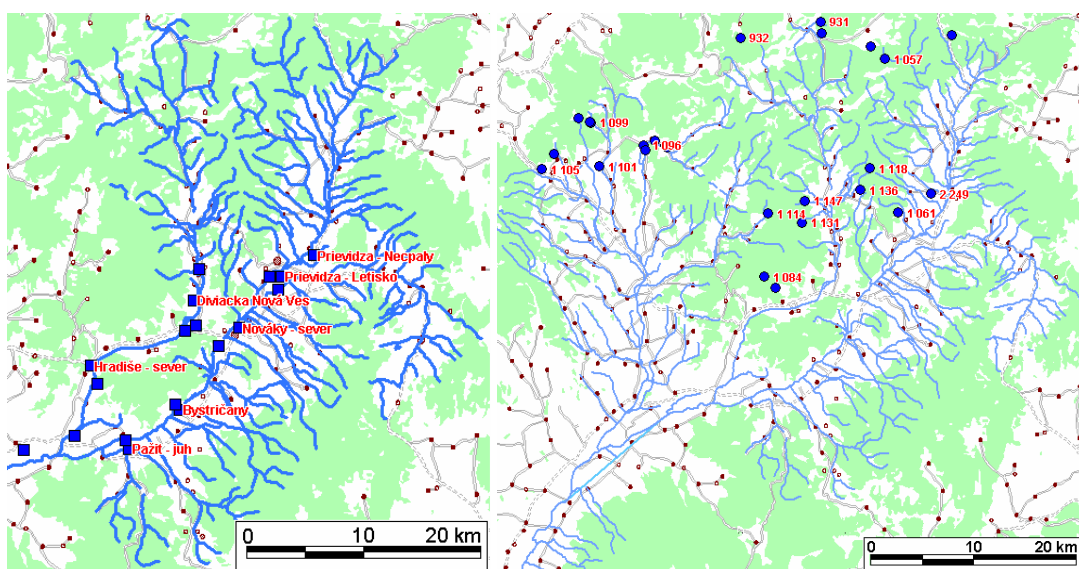
Obr. 16. Priebeh hodnôt priemerného deficitu na povrchových tokoch v rámci územia Hornej Nitry.



Obr. 17. Priebeh a sezónna analýza hodnôt plošného rozšírenia sucha v hodnotenom území Hornej Nitry.



Obr. 18. Analýza priemernej dĺžky suchých periód v hodnotenom území Hornej Nitry.



Obr. 19. Lokalizácia dokumentovaných objektov podzemnej vody (vľavo – pozorovania hladiny podzemnej vody, vpravo – pozorovania výdatnosti prameňov).

Analýza týchto dvoch druhov údajov môže priniesť zaujímavé výsledky, pričom bude zaujímavé zistiť, aké rozdiely v priestore, čase a intenzite hydrologického sucha budú vykazovať hydraulicky a geologicky odlišné horninové prostredia. V prípade priestorového rozloženia pozorovaných sond je väčšina situovaná do piesčitých až štrkovitých fluvialných sedimentov povodia Nitry. Sonda v Prievidzi, Bystričanoch, Hradišti, Novákoch a v Pažiti sa nachádza v hlinitých a piesčitých proluviálnych sedimentoch. To znamená, že z týchto sond je možné analyzovať rozdiely vo výskyte a charaktere hydrologického sucha v dvoch typoch horninového prostredia.

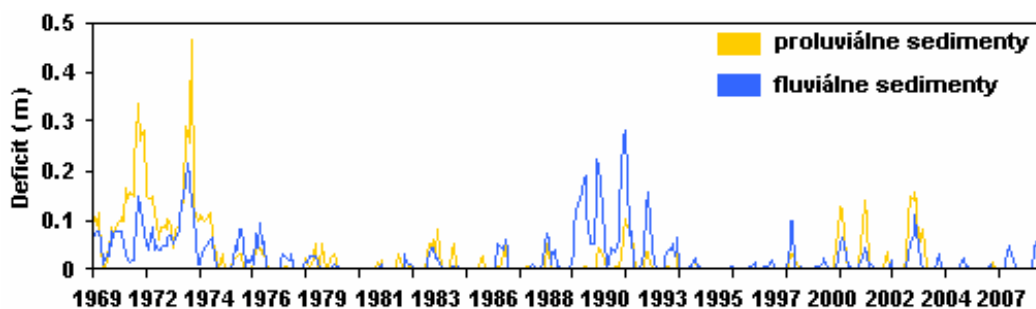
Keďže je možné vybrané sondy rozčleniť podľa toho, v akom prostredí sú lokalizované, všetky sondy sme rozdelili na tie, ktoré zasahujú do proluviálnych sedimentov, a tie, ktoré zasahujú do fluvialných sedimentov. Výsledok je zobrazený na obr. 20.

Z analýzy vyšlo, že výskyt hydrologického sucha v podzemnej vode je v rámci odlišných druhov sedimentov podobný s tým, že absolútne hodnoty deficitov sú zjavne

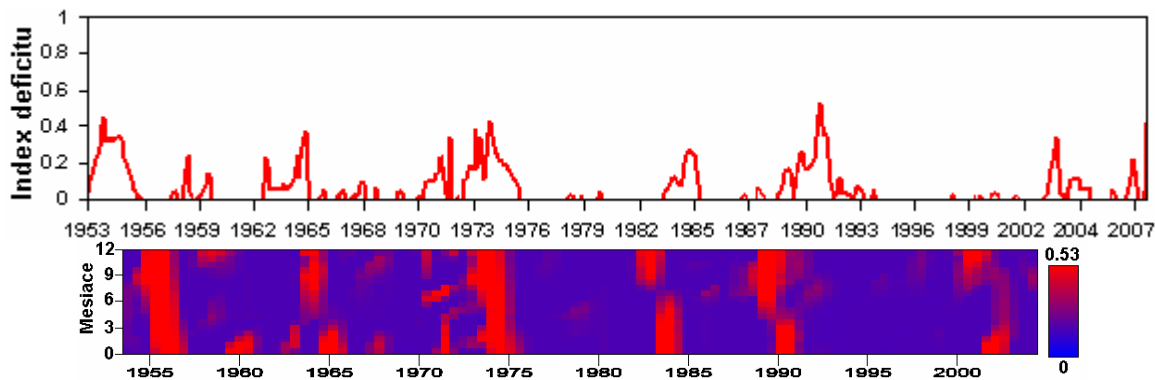
odlišné. Spomenuté sucho v rokoch 1970 až 1974 sa výraznejšie prejavilo v prostredí proluviálnych sedimentov, kde maximálny dosiahnutý deficit bol 0,46 m. V prostredí fluvialných sedimentov sa opísaná suchá perióda vyskytla tiež, ale deficity dosiahli približne polovičné hodnoty. Naopak, v prípade sucha z rokov 1980 až 1991 sa toto sucho výraznejšie prejavilo v prostredí fluvialných sedimentov, pričom v sondách v proluviálnych sedimentoch je identifikované pomerne nevýrazne. Celkovo je možné povedať, že suché obdobia sa zväčša výraznejšie prejavujú v proluviálnych sedimentoch, kde sa dosahujú vyššie hodnoty deficitov.

Podobným spôsobom boli spracované výsledky z pozorovaní 26 prameňov. Sumárne priemerné hodnoty v podobe indexu deficitu vyjadruje obr. 21.

Z priebehu indexu deficitu je zrejmé, že obdobia s vyššími hodnotami sa vyskytujú cyklicky, približne každých 10 rokov. V priemere najvyššia hodnota indexu deficitu sa vyskytla v roku 1990, keď dosahovala úroveň 0,53. Pri výskyte týchto cyklických a vysokých hodnôt deficitu je



Obr. 20. Analýza priebehu a charakteru suchých období určených z pozorovaní hladín podzemnej vody v proluviálnych a fluviálnych sedimentoch povodia Hornej Nitry.



Obr. 21. Priebeh priemernej hodnoty indexu deficitu podzemnej vody v hodnotenom období v rámci študovaného obdobia.

ich priebeh zväčša celoročný. Ostatné menšie výskyty hydrologického sucha sú sústredené v jesenných až zimných mesiacoch, pričom najvyššie hodnoty sa dosahujú na konci zimného obdobia, tesne pred jarným topením snehu.

Výskyt maximálnych hodnôt je pomerne dobre korelovateľný, a to tak s priebehom deficitov zistených pri analýze hydrologického sucha v sondách z hodnotenej oblasti, ako aj s analýzou vodnosti rokov pri analýze celkových úhrnov zrážok a efektívnych zrážok. Pri porovnaní s výsledkami zo sond sú korelovateľné najmä deficity z rokov 1969 – 1974, 1989 – 1993 a z roku 2003. Priebeh deficitného obdobia je zväčša v prípade meraní zo sond rýchlejší ako v prípade hodnôt z pozorovaných prameňov. Krátke periódy hydrologického sucha s nižšími hodnotami deficitov nie sú medzi rôznymi typmi meraní dobre korelovateľné a vykazujú odlišný priebeh, pravdepodobne spôsobený odlišnými hydrologickými podmienkami obehu a režimu vody.

V ďalšom kroku analýz sa jednotlivé pramene rozdelili na skupiny podľa litologického typu hornín. Výsledné hodnoty indexu deficitu sa následne za tieto skupiny prameňov spriemerovali. Najväčšia početnosť prameňov a najdlhšie obdobie pozorovania sa zistili v skupine prameňov odvodňujúcich ramsauké dolomity (7 prameňov) a v skupine prameňov odvodňujúcich gutensteinské, wettersteinské a strážovské vápence (10 prameňov). V ostatných skupinách hornín bola maximálna početnosť po 3 pramene a v rámci neogénnych pieskocov a zlepcov bol pozorovaný iba 1 prameň. Zosumarizovné výsledky sú zobrazené na obr. 22.

V získaných výsledkoch je možné pozorovať, že výrazné deficitné periódy sa vyskytujú vo všetkých horninových prostrediach v cyklickom opakovaní, približne

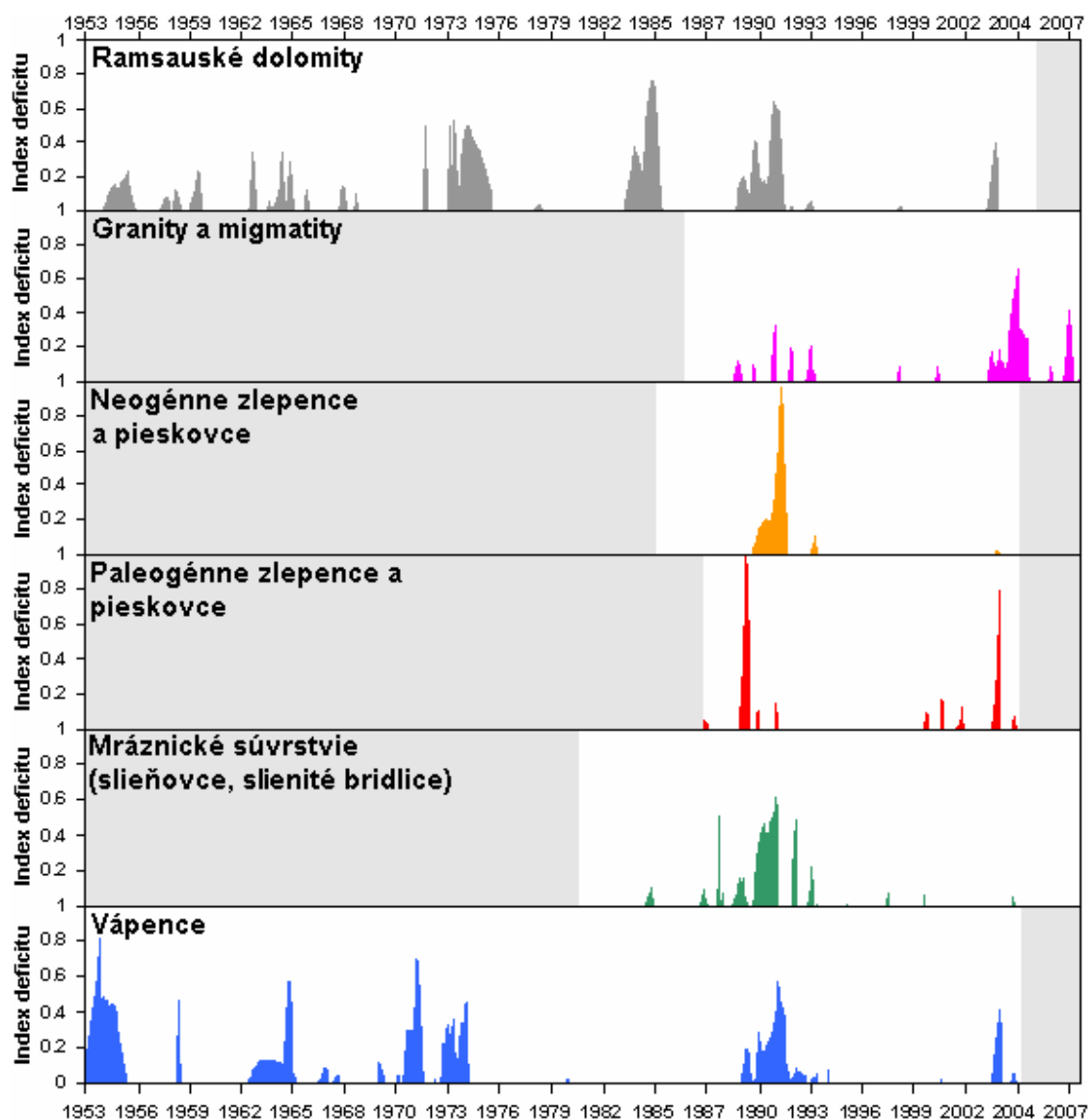
každých 10 rokov. Menšie deficitné obdobia nie sú korelovateľné a ich výskyt je v každej skupine iný. Vzhľadom na dĺžku pozorovania prameňov v každej litologickej skupine je možné korelovať iba výrazne suché obdobia v rokoch 1988 – 1993 a 2003 – 2004.

Rozdiely v charaktere priebehu, dĺžke a intenzite hydrologického sucha v podzemnej vode dokumentované pozorovaním prameňov je možné pripísať rozdielom a zložitosti tektonickej a litologickej stavby a hydraulickým vlastnostiam horninového prostredia tvoriaceho obehové cesty podzemnej vody. Pomerne značné rozdiely sa vyskytujú aj pri analýzach v rámci jednotlivých vyčlenených skupín prameňov.

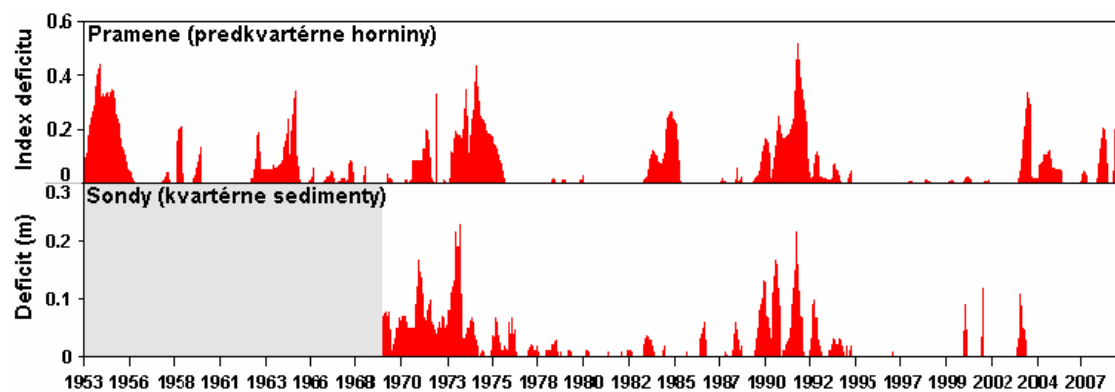
Následne sa spracovali porovnania výskytu a charakteru hydrologického sucha v hodnotených sondách a prameňoch. Obrázok 23 predstavuje príklad tohto porovnania.

Z výsledkov je zrejmé, že obdobia veľkých deficitov sú v oboch skupinách korelovateľné. Celkový priebeh je však pomerne rôzny. Pri porovnaní priebehu deficitov je zrejmé, že v obdobiach s veľkými deficitmi sa v prípade pozorovaní hladín vyskytuje v každom období viacero maxim, pričom rozkvy týchto hodnôt v čase je značný. Naopak, pri analýze hydrologického sucha z pozorovaní prameňov sa zistilo, že priebeh je ustálenejší, pričom rozkvy hodnôt indexu deficitu v čase je výrazne nižší.

Okrem opísaných hodnotení sa rovnakým spôsobom spracovalo aj hodnotenie vývoja plošného rozšírenia sucha, dĺžky suchých periód, sezónne analýzy výskytu sucha či hodnotenie parametra periodicity. Rozsah týchto prác však neumožňuje opis všetkých výsledkov v rámci tohto článku. Viac informácií spolu s presným opisom jednotlivých metodík sa nachádza v práci Gregora (2011).



Obr. 22. Priebeh indexu deficitu prameňov v rôznych typoch horninového prostredia.

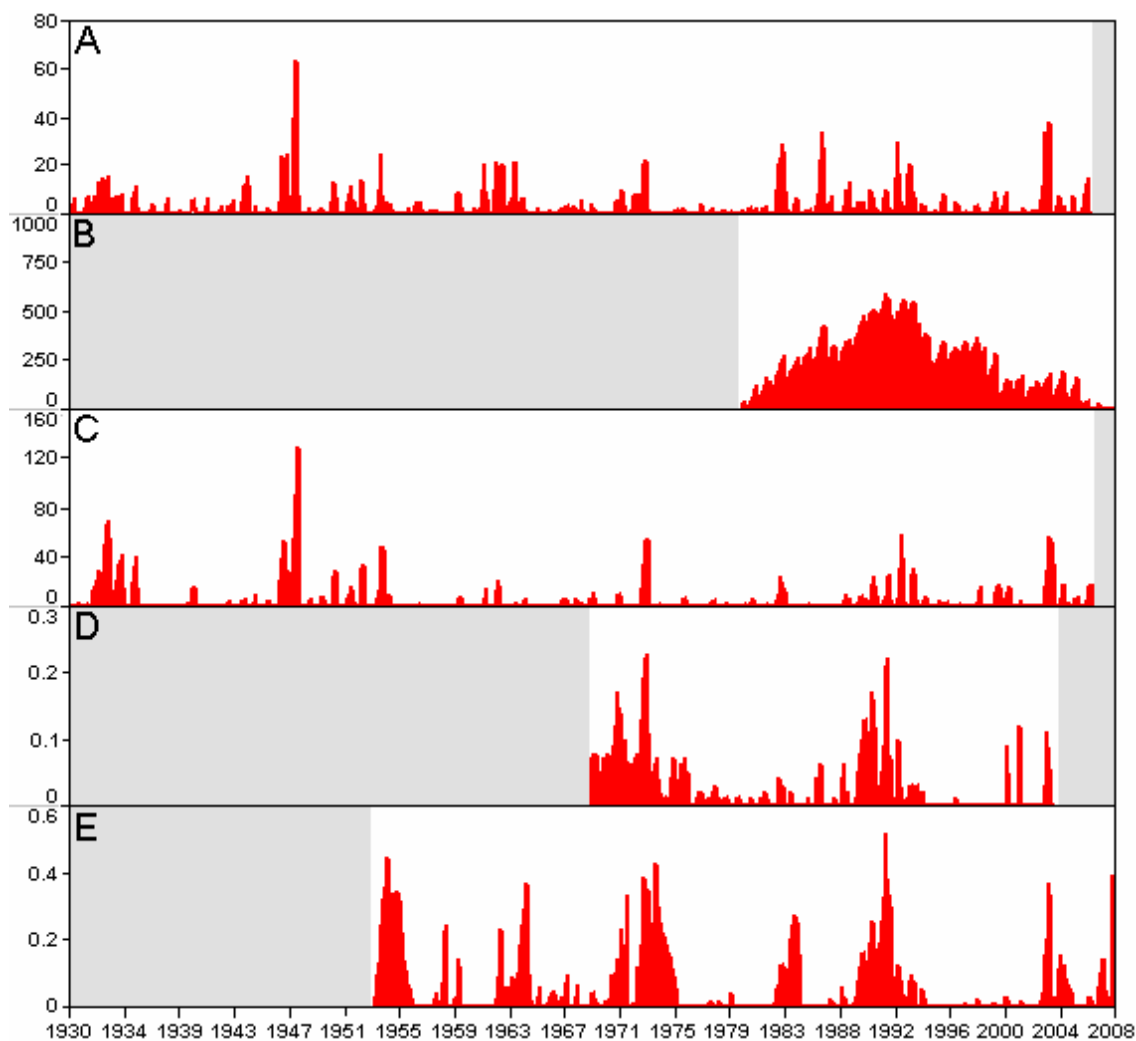


Obr. 23. Porovnanie priebehu hodnôt deficitných parametrov v horninovom prostredí kvartérnych sedimentov (sondy) a predkvartérnych hornín (pramene).

Porovnanie charakteru sucha v jednotlivých zložkách hydrologického cyklu

V predchádzajúcej časti sa spracoval a analyzoval výskyt hydrologického a meteorologického sucha v rámci viacerých pozorovaných zložiek hydrologického cyklu,

a to pozorovaní zrážkových úhrnov, prietoku povrchových tokov, hladín podzemnej vody a výdatnosti prameňov. Z týchto analýz sa vypracovali a zhodnotili sumárne analýzy celého povodia Hornej Nitry. Na základe opísaných výsledkov bolo možné porovnávať výskyt sucha v jednotlivých zložkách odtoku. Na obr. 24 je zobrazený



Obr. 24. Porovnanie analýz hydrologického sucha v rámci hodnotených zložiek odtoku (A – priemerný priebeh sucha v hodnotených slovenských povodiach, B – zrážkomerné stanice Hornej Nitry, C – hodnotené povodia Hornej Nitry, D – sondy na území Hornej Nitry, E – pramene na území Hornej Nitry).

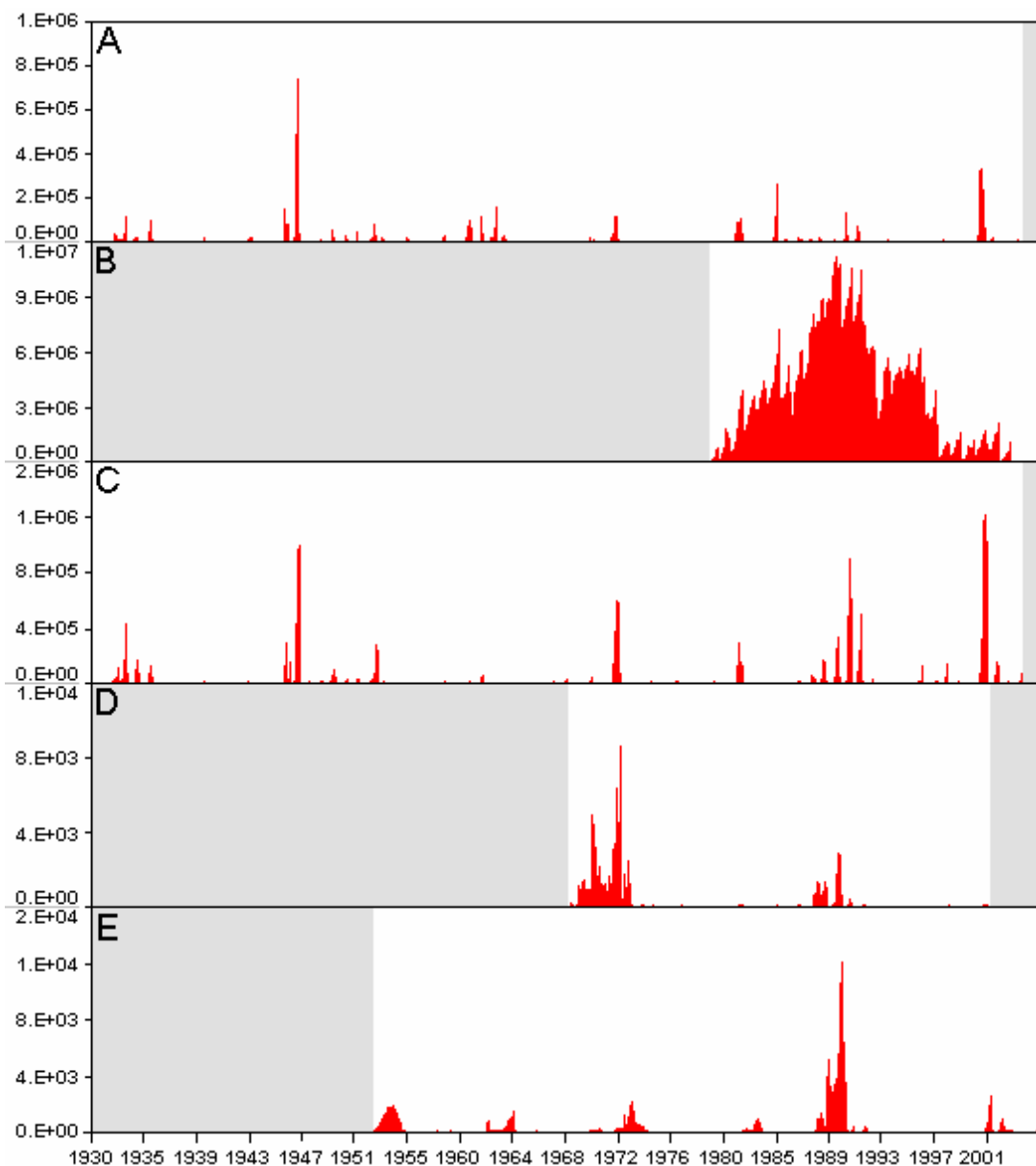
priebeh deficitných hodnôt vo všetkých hodnotených zložkách od roku 1930 do roku 2008.

Z priebehu hodnôt priemerného deficitu v slovenských povodiach sme zistili, že najvyššia hodnota deficitu sa vyskytla v roku 1947. Išlo o extrémne suchú periódu, pretože táto hodnota priemerného deficitu vo všetkých hodnotených povodiach bola najvyššia a ostatné extrémne suché periódy dosahovali zväčša polovicu tejto hodnoty. Z priebehu sú zreteľne identifikovateľné najmä suché periódy, ktoré sa cyklicky opakujú každých 10 rokov. Tieto suché obdobia sú viditeľné aj pri výbere povodí zo záujmovej oblasti Hornej Nitry. Pri analýze vybraných povodí sa zistilo, že priebeh maximálnych hodnôt je pomerne dobre korelovateľný s celoslovenským priemerom. Pri vybraných povodiach Hornej Nitry sa zistilo, že dosahujú v priemere vyššie hodnoty deficitov, ako je to pri celoslovenskom priemere. Priebeh hodnôt deficitu efektívnych zrážok je pri tejto analýze pomerne krátky, no je viditeľné, že najvyšší deficit bol dosiahnutý v roku 1991, keď bolo identifikované významné suché obdobie prakticky vo všetkých hodnotených zložkách hydrologického cyklu.

Pri porovnaní hydrologického sucha v podzemnej vode zisťujeme, že významné suché obdobia sú zreteľne porovna-

teľné s hodnotami na povrchových tokoch Hornej Nitry, a to tak pri sondách, ako aj pri prameňoch. V prípade podzemnej vody však použité časové rady zmien hladín podzemnej vody a výdatnosti prameňov nezasahovali späť až do roku 1930, ale iba do roku 1953 pri prameňoch a do roku 1969 pri pozorovaných sondách. Preto nie je možné zistiť, či sucho v roku 1947 dokumentované pozorovaniami prietoku povrchových tokov bolo významné a do akej miery. Ostatné extrémne suché periódy sú porovnateľné vo všetkých zložkách, pričom najvýznamnejšie sú suché periódy s desaťročným cyklom opakovania. Pokiaľ ide o podzemnú vodu, za najsuchšie obdobia je možné považovať roky 1953 – 1956, 1968 – 1975 a 1989 – 1993. Vysoké hodnoty deficitov sú zväčša koncentrované do výrazných periód, pričom tieto obdobia presahujú 1 rok a obdobie topenia snehu má na hodnoty deficitu pomerne malý vplyv.

Nakoniec sa analyzoval priebeh hodnôt indexu sucha v jednotlivých zložkách hydrologického cyklu v hodnotenom období (obr. 25). Tieto indexové hodnoty sa získali vynásobením hodnôt priemernej intenzity sucha v hodnotenom období s hodnotami plošného rozšírenia sucha a hodnotami priemernej dĺžky suchých období. Týmto spôsobom sa vytvoril nový časový rad hodnôt, ktoré umožňujú



Obr. 25. Porovnanie priebehu hodnôt indexu sucha v hodnotených zložkách hydrologického cyklu v čase (A – hodnotené slovenské povodia, B – zrážkomernej stanice Hornej Nitry, C – hodnotené povodia Hornej Nitry, D – sondy na území Hornej Nitry, E – pramene na území Hornej Nitry).

svojou veľkosťou identifikovať významnosť sucha, definovanú jeho intenzitou, plošným rozšírením a dĺžkou trvania.

Na komplexnejšiu analýzu indexu meteorologického sucha v rámci prepočítaných efektívnych zrážok by sme potrebovali dlhší časový rad pozorovaní. Z existujúcich meraní sme zistili, že prvá polovica hodnoteného obdobia bola zrážkovo nedostatková. Bilancia sa začala vyrovnávať až po roku 1991, keď hodnoty indexu sucha začali postupne klesať.

Pri hodnotení hydrologického sucha v povrchovej vode je možné povedať, že výpočet indexu sucha umožnil z časového radu suchých období vyčleniť tie najvýraznejšie. Ide predovšetkým o suchá vyskytujúce sa v rámci opisovaného 10-ročného cyklu. Z celoslovenského pohľadu za najvýznamnejšie sucho je možné považovať sucho v roku 1947. Vtedy index sucha dosiahol hodnotu viac ako $7 \cdot 10^5$, čo bola skoro 2-krát vyššia hodnota ako druhá najvyššia

hodnota z roku 2003. V prípade výberu povodia z oblasti Hornej Nitry je možné za najvýznamnejšie sucho považovať, naopak, sucho v roku 2003. Sucho v roku 1947 vzhľadom na veľkosť indexu sucha bolo až druhé. Samotný rozdiel medzi nimi však nebol až taký výrazný.

V prípade analýzy sucha v hodnotených sondách boli z hľadiska indexu sucha významné dve obdobia, a to roky 1969 – 1973 a roky 1988 – 1990. V porovnaní s týmito dvomi obdobiami boli ostatné výskyt sucha v podstate iba krátkodobé, plošne málo rozšírené a vzhľadom na priemernú intenzitu málo významné. Iné boli výsledky získané pri analýze hodnôt hydrologického sucha v pozorovaných prameňoch. Od roku 1953 do roku 2008 bolo identifikovaných 6 významných suchých období. Absolútne najvýznamnejšia z nich bola obdobia z rokov 1988 – 1990, ktorá v hodnote indexu sucha ostatné prevažovala skoro 10-násobne. Z celkovej analýzy sme zistili, že najväčší význam vzhľadom na všetky analyzované parametre majú práve

suchá opakujúce sa v desaťročnom cykle a sú pozorovateľné vo všetkých hodnotených zložkách hydrologického cyklu.

Hodnotenie kvality vody

Na základe výsledkov predchádzajúceho hodnotenia hydrologického sucha bolo možné pokračovať v hodnotení zmien kvality povrchovej a podzemnej vody pri rôznych kvantitatívnych stavoch. Najskôr sme však celkovo zhodnotili kvalitu povrchovej a podzemnej vody v oblasti povodia Hornej Nitry. Na tento účel sme využili databázu chemických analýz podzemnej vody z *Geochemického atlasu SR, časť Podzemné vody* (Rapant et al., 1996), ktorá obsahovala 1 031 chemických analýz z územia Hornej Nitry. Na základe tejto databázy bolo možné spracovať priestorové hodnotenie kvality podzemnej vody. Na obr. 26 je príklad priestorovej analýzy koncentrácie Ca^{2+} , Cl^- a SO_4^{2-} v podzemnej vode. Na základe týchto analýz sme mohli analyzovať geogénne a antropogénne vplyvy na kvalitu vody. Keď sme poznali priestorovú variabilitu kvality vody, mohli sme prejsť na hodnotenie zmien kvality vody v čase. Na tento účel sme použili databázu kvality povrchovej a podzemnej vody SHMÚ. Lokalizácia dokumentačných bodov je na obr. 27.

V prípade povrchovej vody boli k dispozícii pozorovania kvality troch povrchových tokov, a to Nitry (3 profily), Nitrice (1 profil) a Bebravy (2 profily) v mesačnom kroku. V prípade podzemnej vody sa vzorky odoberali na deviatich lokalitách s polročným až ročným krokom meraní. Celkovo sme teda mali k dispozícii 1 836 chemických analýz, na základe ktorých sme mohli hodnotiť zmeny kvality vody v čase. Pred týmto hodnotením sme však ešte spracovali všetky hodnoty pomocou viacerých grafických a štatistických postupov (obr. 28 a 29).

Napríklad pred samotným hodnotením zmien kvality vody v závislosti od kvantitatívneho stavu sme spracovali trendovú analýzu všetkých hodnotených zložiek. Na obr. 29 je príklad trendu postupného znižovania koncentrácie rozpustených látok v povrchovej vode Hornej Nitry v rokoch 1970 – 2008.

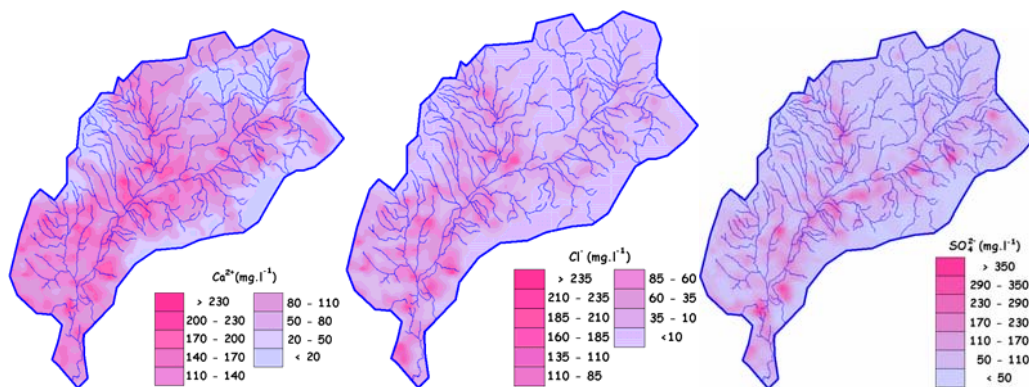
Toto hodnotenie slúžilo na analýzu antropogénnych vplyvov na kvalitu vody v čase. Táto analýza má význam najmä pri dlhodobých pozorovaniach, pretože môže ovplyvniť nasledujúce hodnotenia. Zistili sme, že obsah kationovej zložky rozpustených látok v povrchovej vode na všetkých hodnotených profiloch v čase zväčša klesá. Výnimkou je profil Krušovce, kde obsah zložiek Na^+ , K^+ , Ca^{2+} a Mg^{2+} vo vode dlhodobo veľmi výrazne stúpa. Význam tohto nárastu hodnôt je však otázný, pretože množstvo údajov na presnú regresnú analýzu nebolo dostatočné. Klesajúci trend takisto vykazujú dusitaný, parameter ChSK_{Mn} , fosforečnany a chloridy. Naopak, z dlhodobého hľadiska stúpajú hodnoty obsahu vápnika, dusičnanov a kyslíka a rovnako dlhodobo stúpa teplota vody. Najextrémnejšie dlhodobé zmeny sa zistili pri hydrogenuhličitanoch a vápniku, ktorých obsah vo vode v čase výrazne stúpa. Naopak, celkové množstvo rozpustených látok z dlhodobého hľadiska klesá. Zistilo sa, že všetky profily majú veľmi podobný charakter dlhodobých zmien v koncentrácii rozpustených látok vo vode. Výrazne odlišný charakter má iba profil Krušovce na vodnom toku Bebravy.

Pri analýze dlhodobých zmien v chemickom zložení podzemnej vody na troch hodnotených lokalitách sa zistilo, že trendové zmeny vzhľadom na povrchovú vodu sú odlišné. Koncentrácia väčšiny rozpustených látok vo vode z dlhodobého hľadiska mierne stúpa. Pokles hodnôt z dlhodobého hľadiska bol zdokumentovaný pri dusitanoch, dusičnanoch, obsahu kyslíka, kyslíkovom nasýtení a hodnotách pH. Naopak, pri vápniku, hydrogenuhličitanoch, síranoch a celkovom obsahu rozpustených látok je viditeľný výrazný až veľmi výrazný vzrast hodnôt z dlhodobého hľadiska. Najväčšie dlhodobé poklesy boli identifikované pri obsahu kyslíka v podzemnej vode. Naopak, najextrémnejšie nárasty hodnôt boli pozorované pri hydrogenuhličitanoch, síranoch a vápniku.

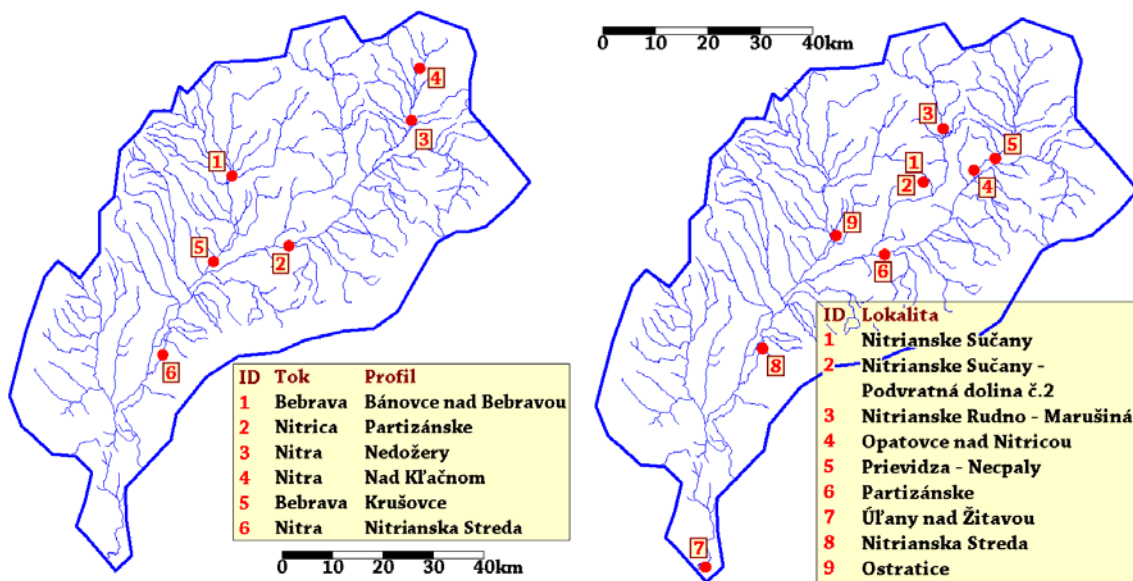
Nakoniec po zhodnotení stavu kvality povrchovej a podzemnej vody a jej zmien v čase sme mohli prísť ku konečnému hodnoteniu zmien kvality vody v závislosti od kvantitatívneho stavu. Na tento účel sme hodnotili nasledujúce zložky kvality vody:

Na^+	NO_2^-	ChSK_{Mn}
K^+	NO_3^-	O_2
NH_4^+	HCO_3^-	kyslíkové nasýtenie
Ca^{2+}	SO_4^{2-}	elektrolytická vodivosť vody
Mg^{2+}	PO_4^-	rozpustené látky
Mn	SiO_2	pH
Fe	$\text{KNK}_{4,5}$	teplota vody
Cl^-	$\text{ZNK}_{8,3}$	

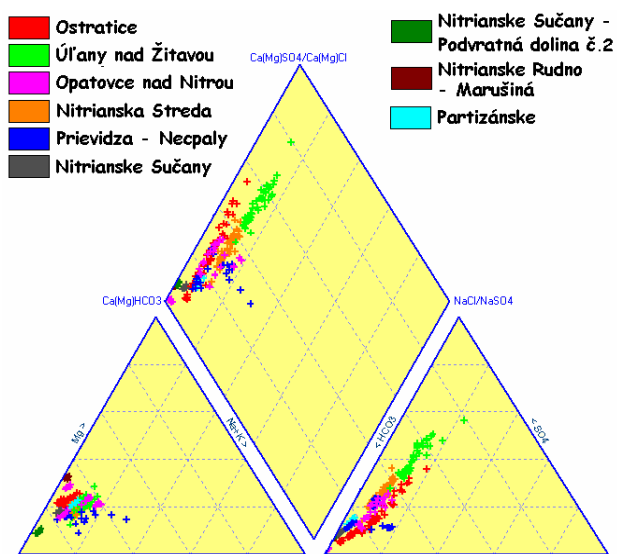
Úlohou pri tejto analýze bolo zistiť, či sa v období hydrologického sucha mení kvalita vody vzhľadom na priemerný stav (prietok/hladinu). V hydrologických časových radoch meraní prietoku na povrchových tokoch a úrovniach hladín podzemnej vody boli na tento účel definované obdobia hydrologického sucha. Pri samotnom zisťovaní vzťahov medzi kvalitatívnym a kvantitatívnym stavom vody bola snaha používať rovnaké objekty pozorovania. V niektorých prípadoch to však nebolo možné. V týchto prípadoch sa pozorovali objekty vyberané tak, aby boli v tesnej blízkosti a zároveň aby mali zhodný charakter vzhľadom na geologické, geomorfologické a hydrogeologické pomery. Po priradení jednotlivých objektov opisujúcich kvalitatívny a kvantitatívny stav vody sme mohli pokračovať v analýze. Jednotlivé chemické analýzy boli na základe kvantitatívneho stavu povrchovej a podzemnej vody zoradené do troch skupín. Prvou skupinou boli chemické analýzy, ktoré sa robili pri prietoku (alebo hladine) nad 50. percentilom pravdepodobnosti prekročenia. V druhej skupine boli, naopak, zhrnuté chemické analýzy robené pri hodnotách pod 50. percentilom pravdepodobnosti prekročenia. Treťou skupinou boli chemické analýzy, ktoré spadali do obdobia hydrologického sucha, teda tie, ktoré sa robili pri prietoku (hladine) pod 90. percentilom hodnoty z čiar prekročenia. Následne sa spočítali štatistické parametre v rámci jednotlivých hodnotených parametrov kvality vody v týchto skupinách. Takto vypočítané hodnoty sa nakoniec hodnotili a interpretovali. Pre rozsiahlosť tohto spracovania uvádzame nakoniec až sumárne zhrnutie hodnotenia zmien koncentrácie rozpustených látok vo vode v suchých obdobiach vo vzťahu k ich dlhodobým hodnotám priemernej koncentrácie (tab. 4).



Obr. 26. Priestorová analýza chemického zloženia podzemnej vody v oblasti povodia Hornej Nitry na príklade hodnotenia koncentrácií Ca²⁺, Cl⁻ a SO₄²⁻.



Obr. 27. Priestorová distribúcia lokalít dlhodobého pozorovania kvality vody na území Hornej Nitry podľa databázy Slovenského hydrometeorologického ústavu (SHMÚ) (vľavo – lokality pozorovania kvality povrchovej vody, vpravo – lokality pozorovania kvality podzemnej vody).



Obr. 28. Zobrazenie chemických analýz podzemnej vody z databázy SHMÚ v Piperovom grafe (jednotlivé uvedené zdroje zodpovedajú monitorovaným lokalitám kvality podzemnej vody, vyhodnocovaným SHMÚ).

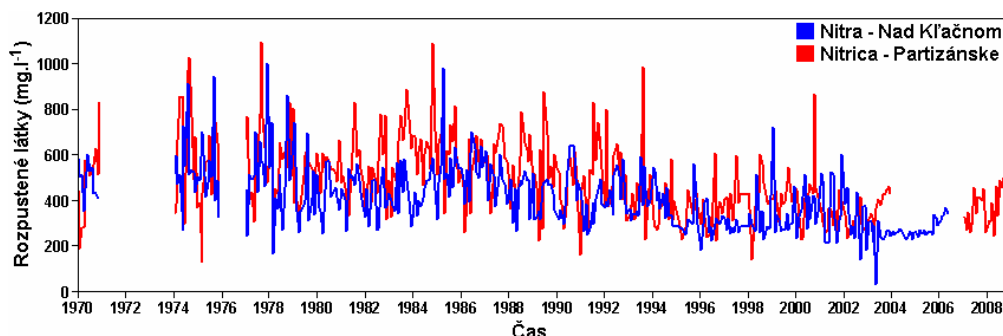
Pravá časť tabuľky opisuje zmeny v kvalite vody, ktoré nastávajú, ak prietok alebo hladina vody klesne pod hranicu mediánovej hodnoty. Ľavá časť opisuje zmeny v kvalite vody, ktoré nastanú, ak hladina podzemnej vody alebo prietok klesnú až pod hranicu sucha ($< Q_{90}$). Z celkového pohľadu na tabuľku zisťujeme, že vo väčšine prípadov sa hodnoty koncentrácie jednotlivých parametrov kvality povrchovej vody zvýšia. Pri významných suchých obdobiach sú tieto zmeny ešte významnejšie a koncentrácia vybraných parametrov sa zvýši aj viac ako o 100 %. Najvýznamnejšie zvýšenie koncentrácie je možné pozorovať pri mangáne, chloridoch, dusitanoch, síranoch, fosforečnanoch, elektrolytickej vodivosti a pH vody. Naopak, vo vode sa znižujú hodnoty obsahu kyslíka, dusičnanov a železa.

Najodlišnejší charakter zmien v koncentrácii vykazujú amoniakálny dusík, ktorého obsah sa na niektorých lokalitách v suchých obdobiach zvyšuje (Nitra – Nitrianska Streda) a na iných, naopak, významne znižuje (Nitra – Nad Kľačnom, Nitrica – Partizánske).

Pri hodnotení podzemnej vody prichádzame k záveru, že v suchých obdobiach sa koncentrácia rozpustených látok vo vode zväčša znižuje. Významné zníženie obsahu

rozpuštených látok vo vode je možné pozorovať pri amoniakálnom dusíku, vápniku, horčíku, chloridoch, dusitánoch, dusičnanoch, hydrogenuhličitanoch, síranoch a celkovom obsahu rozpuštených látok. Naopak, vo vode sa zvyšujú najmä hodnoty obsahu mangánu, železa a kyslíka.

Pri hodnotení celkových výsledkov je možné povedať, že bolo identifikovaných niekoľko významných zmien v kvalite podzemnej a povrchovej vody pri rôznych hydrologických kvantitatívnych stavoch. Získané výsledky opisujú zmeny v kvalite vody iba v rámci hodnotenej lokality



Obr. 29. Zobrazenie trendu v koncentrácii rozpuštených látok v povrchovom toku Nity a Nitrice.

Tab. 4. Zhrnutie výsledkov zmien kvality vody pri nízkom prietoku a nízkej hladine povrchovej a podzemnej vody.

Zmena kvality vody pri prietoku (hladine) pod mediánovou hodnotou (< Q ₅₀)									Zmena kvality vody pri prietoku (hladine) pod hraničnou hodnotou sucha (< Q ₉₀)								
Parameter	Povrchové toky, Sondy								Parameter	Povrchové toky, Sondy							
	Nitra – Nitrianska Streda									Nitra – Nitrianska Streda							
	Bebrava – Krušovce									Bebrava – Krušovce							
	Nitra – Nad Kľačnom									Nitra – Nad Kľačnom							
	Nitra – Nedožery									Nitra – Nedožery							
Nitrica – Partizánske Ostratice, Nitrianska Streda, Úľany nad Žitavou									Nitrica – Partizánske Ostratice, Nitrianska Streda, Úľany nad Žitavou								
Na ⁺	+	+	-	nn	nn	+	-	+	Na ⁺	+	+	-	nn	nn	+	-	-
K ⁺	+	+/-	-	nn	nn	+	+/-	+	K ⁺	+	-	--	nn	nn	+/-	+/-	+
NH ₄ ⁺	+	-	+/-	-	-	-	-	+	NH ₄ ⁺	++	+/-	--	-	--	-	--	+
Ca ²⁺	+	+	+/-	+	+	-	+/-	+/-	Ca ²⁺	+	+	+	+	+	-	-	-
Mg ²⁺	+	+	+	+	+	-	+/-	+/-	Mg ²⁺	+	+	+	+	+	-	+/-	+/-
Mn	+	nn	+/-	nn	nn	+/-	+	++	Mn	++	nn	++	nn	nn	+/-	+	++
Fe	-	-	-	-	-	+	+	++	Fe	-	-	-	+/-	-	++	+	++
Cl ⁻	+	+	-	+	+	-	+	-	Cl ⁻	++	+	-	+	+	--	-	-
NO ₂ ⁻	+	+	+	+	+	-	--	+	NO ₂ ⁻	+	++	+	++	++	--	--	++
NO ₃ ⁻	-	-	-	-	+	-	--	--	NO ₃ ⁻	-	-	-	+/-	+	--	--	--
HCO ₃ ⁻	+	nn	+/-	+	+	+/-	+/-	+/-	HCO ₃ ⁻	+	nn	+	+	+	-	-	+/-
SO ₄ ²⁻	+	+/-	+	+	+	-	+/-	+/-	SO ₄ ²⁻	+	+	+	+	+	--	-	-
PO ₄ ⁻	+	nn	+	+	+	-	nn	nn	PO ₄ ⁻	++	nn	-	+	+	nn	nn	nn
SiO ₂	nn	nn	nn	nn	nn	+	+	+	SiO ₂	nn	nn	nn	nn	nn	-	-	-
KNK _{4,5}	nn	nn	nn	nn	nn	+/-	+/-	+/-	KNK _{4,5}	nn	nn	nn	nn	nn	-	-	+/-
ZNK _{8,3}	nn	nn	nn	nn	nn	+	+	+	ZNK _{8,3}	nn	nn	nn	nn	nn	+	+	+
ChSK _{Mn}	-	-	-	-	-	nn	nn	nn	ChSK _{Mn}	+	-	+/-	+/-		nn	nn	nn
O ₂	-	-	-	+	-	+	+	++	O ₂	-	-	+	-	-	+	++	++
O ₂ (%)	-	-	+	+/-	+	+	+	++	O ₂ (%)	-	-	+	-	+	+	++	++
EC	+	+	+	+	+	+	+	-	EC	++	+	+	+	+	-	-	-
RL	+	+	+	+	+	-	-	-	RL	+	+	+	-	+	-	-	-
pH	-	-	+	+	+	+	+	+	pH	+	+	+	+	+	-	+	-
T	+	+	+	+	+	nn	nn	nn	T	+	+	+	+	+	nn	nn	nn

++ veľmi zvýšené hodnoty (> 100 %)

+ zvýšené hodnoty (< 100 %)

+/- bez výraznej zmeny

- znížené hodnoty (< 100 %)

-- veľmi znížené hodnoty (> 100 %)

nn bez údajov

Hornej Nitry. Tieto hodnoty obsahu rozpustených látok vo vode sú však významne v rôznej miere ovplyvnené antropogénnou činnosťou, a preto ich nie je možné označiť za charakteristické, a teda nie je možná ich extrapolácia o väčších územi. Môžeme ich však porovnať s výsledkami, ktoré sa získali pri obdobnej úlohe v povodí Torusy (Fendeková a Ženišová – eds., 2010). V tejto práci bola analyzovaná zmena kvality podzemnej vody v závislosti od výskytu hydrologického sucha na štyroch lokalitách. Hodnotilo sa 9 parametrov kvality vody, a to obsah sodíka, draslíka, vápnika, horčíka, chloridov, dusičnanov, hydrogenuhličitanov, síranov a celková mineralizácia. Rovnaký charakter zmien v kvalite vody pri porovnávaní s lokalitou povodia Torusy sa zistil pri sodíku, draslíku, chloridoch, dusičnanoch, hydrogenuhličitanoch a síranoch. Pri síranoch bolo znižovanie ich obsahu výraznejšie v rámci Hornej Nitry. Odlišný charakter zmien kvality podzemnej vody sa zistil pri vápniku, horčíku a celkovom obsahu rozpustených látok. Hodnoty vápnika a horčíka v podzemnej vode dokumentované v povodí Torusy sa v suchých obdobiach zväčša zvyšovali, pričom na Hornej Nitre sa, naopak, znižovali. Rovnako to bolo aj s celkovým obsahom rozpustených látok vo vode, ktorý sa na Hornej Nitre znižoval a v povodí Torusy zvyšoval.

Záver

Cieľom tejto práce bolo zhodnotiť kvalitu povrchovej a podzemnej vody v období nedostatku vody v povodí. Vybrané záujmové územie predstavovalo čiastkové povodie Hornej Nitry. Táto práca sumarizuje rozsiahlejšie výsledky autorov pri výskume opísanej problematiky. Tieto výsledky je možné rozdeliť na tri samostatné skupiny.

Prvým výsledkom práce je softvérový balík hydrologických nástrojov, ktoré sú voľne šíriteľné pod názvom HydroOffice. Tieto nástroje je možné voľne stiahnuť a používať zo samostatnej internetovej stránky (<http://hydrooffice.org>). Keďže celý nástroj je vytvorený v anglickom jazyku, začalo ho využívať množstvo iných odborníkov, v súčasnosti z viac ako 70 krajín sveta.

Druhou skupinou výsledkov sú analýzy a hodnotenia sucha. V tejto časti práce sa sucho hodnotilo vo viacerých zložkách hydrologického cyklu povodia. Najskôr sa kvôli poznaniu zákonitostí a regionálnych vzťahov zhodnotilo hydrologické sucho na 75 profiloch vodných tokov Slovenska. Na základe tohto zhodnotenia sa zistili základné zákonitosti charakteru, výskytu a distribúcie suchých období v priestore a čase. Na podkladoch opísaného hodnotenia sa následne analyzovali výskytu sucha na vybranej lokalite povodia Hornej Nitry v podrobnej mierke.

Hodnotenie sucha na Hornej Nitre sa začalo hodnotením meteorologického sucha. Pri meteorologickom suchu sa použila základná metodika hodnotenia založená na vodnosti jednotlivých rokov, pričom výsledky sa porovnávali s viacerými podobne hodnotenými lokalitami na Slovensku. Následne sa hodnotenie meteorologického sucha študovalo podrobnejšie v mesačnom kroku pomocou hraničných a bilančno-hraničných metód (*metóda SPA*). Okrem celkových úhrnov zrážok sa analyzovali aj efektívne zrážky (analyzované efektívne zrážky, t. j. neodparená časť zrážok). Všetky výsledky sa nakoniec regionalizovali pomocou priemerovania celých hodnotených oblastí. Z regionálnych výsledkov

sa spracovali základné parametre sucha, a to priemerná intenzita meteorologického sucha, jeho plošné rozšírenie a dĺžka jednotlivých deficitných období.

Po hodnotení meteorologického sucha nasledovalo hodnotenie hydrologického sucha na profiloch povrchových tokov územia Hornej Nitry. Po spracovaní výskytov sucha na jednotlivých profiloch sa výsledky regionalizovali a hodnotila sa priemerná intenzita sucha, jeho plošné rozšírenie a dĺžka jednotlivých suchých období. Nakoniec sa zhodnotil sezónny charakter výskytu sucha v rámci roka.

Podobným spôsobom bolo spracované hydrologické sucho v podzemnej vode, pričom sa použili pozorovania úrovne hladiny podzemnej vody v sondách a výdatnosti prameňov. Celkové zhodnotenie, regionalizácia a analýza sezónnosti prebiehali podobne ako v predchádzajúcom prípade pri povrchovej vode. Nakoniec sa výsledky hodnotení výskytu sucha v jednotlivých zložkách hydrologického cyklu medzi sebou porovnávali z viacerých aspektov.

Tretím výsledkom práce predstavujúcim poslednú časť je hodnotenie kvality povrchovej a podzemnej vody v suchých obdobiach v oblasti Hornej Nitry. Kvalita povrchovej a podzemnej vody sa hodnotila pri rôznych kvantitatívnych stavoch. Kvalita vody bola stanovená a zhodnotená pri prietoku (alebo úrovni hladiny podzemnej vody) nad mediánovou úrovňou, pod mediánovou úrovňou a nakoniec pod hranicou sucha (Q_{90}), ktorá bola stanovená ako hranica 90. percentilu pravdepodobnosti prekročenia prietoku alebo úrovne hladiny. V rámci týchto troch stavov sa hodnotili minimálne, priemerné a maximálne hodnoty koncentrácie jednotlivých parametrov kvality vody. Na záver boli jednotlivé výsledky zhrnuté a zosumarizované.

V tejto práci sa zistilo množstvo nových skutočností, ktoré do súčasnosti neboli známe alebo kvantifikované. Toto zhodnotenie platí tak pri analýze hydrologického sucha, ako aj pri analýze kvality vody pri rôznych kvantitatívnych stavoch. Rovnako však bolo otvorených množstvo nových otázok, ktoré môžu byť zodpovedané len ďalším (pokračujúcim) výskumom v tejto oblasti.

PodĎakovanie

Práca bola podporená projektmi 6RP WATCH (*Water and Global Change*) projektu APVV-0335-06 *Hydrogeologické sucho a jeho vplyv na využiteľné množstvá podzemnej vody* a VEGA grantu č. 1/0783/08.

Literatúra

- Balco, M., 1990: Malá vodnosť vodných tokov. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 260 s.
- Demeterová, B. a Škoda, P., 2005: Režim minimálnych prietokov na slovenských tokoch v období 1961 – 2000 na staniách národného klimatického programu. Meteorolog. Čas., 8, 3, 155 – 163.
- Demeterová, B. a Škoda, P., 2009: Malá vodnosť vybraných tokov Slovenska. J. Hydrol. Hydromech., 57, 1, DOI: 10.2478/v10098-009-0006-0, 55 – 69.
- Fendeková, M. a Ženišová, Z. (eds.), 2010: Hydrogeologické sucho. Bratislava, PriF UK, ISBN 978-80-969342-7-0, 180 s.
- Gregor, M., 2008: Nové programy na grafickú interpretáciu chemického zloženia podzemných vôd. In: Zborník príspevkov ŠVK. Bratislava, PriF UK.

- Gregor, M., 2009: Možnosti využitia programovania v hydrogeológii. Rigorózna práca. Manuskript. Bratislava, archív PriF UK, 79 s.
- Gregor, M. a Malík, P., 2010: Využitie hybridných genetických algoritmov pre tvorbu skladaných výtokových čiar. Podzemná voda, 16, 2, 152 – 166.
- Gregor, M., 2011: Zmena kvality povrchových a podzemných vôd v období nedostatku vody v povodí. Dizertačná práca. Manuskript. Bratislava, archív PriF UK, 162 s.
- Gregor, M., 2012: Surface- and groundwater quality changes in Periods of water scarcity. Springer Theses, ISBN 978-3-642-32243-3, 230 s.
- Kóhnová, S., Szolgay, J., Hlavčová, K., Gaál, L. a Štefková, A., 2008: Posúdenie malej vodnosti metódou regionálnej typizácie. Bratislava, STU, SF KVHK, 92 s.
- Majerčáková, O., Škoda, P. a Danáčková, Z., 2007: Vývoj vybraných hydrologických a zrážkových charakteristík za obdobia 1961 – 2000 a 2001 – 2006 v oblasti Vysokých Tatier. Meteorolog. Čas., 10, 205 – 210.
- Malík, P., 2010: Separácia hydrogramu pomocou parametrov reprezentatívnej výtokovej čiary. Podzemná voda, 16, 1, 113 – 124.
- Pekárová, P., 2009: Multiannual runoff variability in the upper Danube region. DrSc. Thesis, IH SAS, Bratislava, 151 s.
- Rapant, S., Vrana, K. a Bodiš, D., 1996: Geochemický atlas Slovenskej republiky – časť Podzemné vody. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 127 s.
- Runkel, R. L., 1998: One-Dimensional Transport Model with Inflow and Storage (OTIS): A Solute Transport Model for Streams and Rivers. U.S. Geological Survey, Water-Resources Investigations Report, 98-4018, 73 s.
- Švasta, J. a Malík, P., 2006: Priestorové rozloženie priemerných efektívnych zrážok na území Slovenska. Podzemná voda, XII, 1, 65 – 77.
- Tallaksen, L. M. a van Lanen, H. A. J., 2004: Hydrological Drought – Processes and Estimation Methods for Streamflow and Groundwater. Developments in Water Science, 48. Amsterdam, Elsevier Science, 579 s.
- USGS, 2008: Documentation of computer program INFIL3.0 – A distributed-parameter watershed model to estimate net infiltration below the root zone. U.S. Geological Survey, Scientific Investigations Report 2008-5006, Online Only, 98 s.

Interakcia skládok údolného typu s hydrosférou

Interaction of valley-type landfills and hydrosphere

SLAVOMÍR MIKITA

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, oddelenie hydrogeológie, geotermálnej energie a geochemie, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava 11, slavomir.mikita@geology.sk

Abstract. The paper presents the results of specific studies for the interaction between valley-type landfills and hydrosphere. Possible effects of contaminating the aquatic environment by studied types of landfills were also assessed and characterized. Three main landfills – Holičov vrch, Surovín and Uzovská Panica – were chosen for more complex and detailed analyses. Other 10 landfills – Bojná, Borová, Bzince pod Javorinou, Bukovec, Dieliky, Hrabovčik, Kostolné, Modra, Pod Bradlom, Vrbovce – served mostly to verify and confirm the obtained knowledge. To get appropriate information, mostly hydrogeological and hydrogeochemical methods were applied. The time effects of climate (seasonal) changes or waste degradation processes on contaminants spreading were also considered. Leachate is concentrated in the front of landfill as a spring. The contamination is spread further in a form of a surface stream towards the erosion base. It has been shown that the study of contamination spreading should be divided into four parts: 1. area from where water can enter the landfill, 2. point of leakages exit from the front part of landfill, 3. zone between the landfill and the nearest surface stream and 4. zone where the contaminated leachates mix with surface water. Detailed characterization of these parts, and analysis of their relations allow to determine key factors of the landfills influence on hydrosphere. Based on the results and experience it was shown that the overall risk of the studied landfills on water quality is relatively low, even negligible. In a case a surface flow is affected by landfill contamination, usually there is a sufficient capacity to attenuate this contamination. Knowledge and experience from the studies also brought several approaches, procedures and methods for optimizing and effective dealing with problematic situations on this type of localities.

Key words: Landfill, Leachates, Contaminating exposes, Surface water, Impact Assessment

Úvod

Vysokou prioritou spoločnosti v súčasnosti je zlepšenie kvality životného prostredia. Jedným z hlavných cieľov je potreba vyrovnáť sa s množstvom zdrojov znečistenia pochádzajúcich z minulosti, s tzv. environmentálnymi záťažami. Podstatnú časť environmentálnych záťaží u nás (aj v zahraničí) tvoria staré neriadené skládky odpadu. Zistilo sa, že vo všeobecnosti najväčším nebezpečenstvom z týchto skládok je ich možný vplyv na kvalitu podzemnej a povrchovej vody. Posudzovanie tohto vplyvu je v súčasnosti veľmi problematické. Dôvodom je najmä vysoká heterogénnosť prírodných podmienok a veľká miera neurčitosti spojených s neriadenými skládkami. V praxi sa ukazuje, že zaužívané prístupy a postupy zväčša neumožňujú

dostatočne a reprezentatívne hodnotiť reálnu situáciu a podmienky na lokalite. Vynakladané finančné prostriedky sa preto nie vždy využívajú účelne a efektívne alebo sa v podstate míňajú účinkom.

Typickým príkladom opisovaného stavu sú skládky údolného typu (SÚT). Ide o skládky, ktoré sa na území Slovenska vyskytujú pomerne bežne (asi 30 %). V minulosti vznikali ako divoké skládky, kde sa odpad voľne sypal do depresii, resp. väčších erozívnych rýh či menších dolín v relatívne málo priepustnom horninovom prostredí s vyšším povrchovým odtokom vody. Prejavy kontaminácie okolia z týchto skládok sú veľmi špecifické; znečistenie vystupuje vo forme presakovania v čele (najnižšom mieste) skládky a šíri sa ďalej po povrchu k erozívnej báze územia. V dostupnej literatúre sa podobný prejav šírenia znečistenia zo skládok neuvádza.

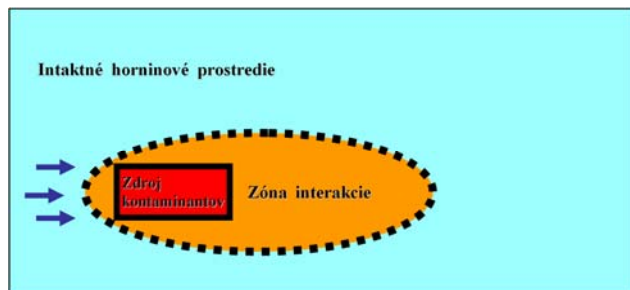
Cieľom štúdia interakcií medzi takýmito skládkami a hydrosférou bola snaha charakterizovať najmä z hľadiska hydrogeológie šírenie kontaminantov a sledovať možné ovplyvňovanie hydrosféry. Analýza interakcií prebiehala podľa zvolenej metodiky na 13 vybraných lokalitách s rôznou úrovňou komplexnosti.

Metodika riešenia

Skládky odpadu predstavujú bodový zdroj znečistenia s možným dlhodobým negatívnym vplyvom na životné prostredie. Za istých okolností môže dochádzať ku kontaminovanému presakovaniu zo skládok do podzemnej alebo povrchovej vody. Podstatnú časť priesakovej kvapaliny tvoria rozpustené **organické a anorganické látky**, ktoré významnou mierou ovplyvňujú vlastnosti a kvalitu vody. Ich zastúpenie je veľmi rôznorodé a široké. Charakter presakovania zo skládok uvádzajú viacerí autori – napr. Šrámek et al. (2000), Christensen et al. (2001) a Pitter (2009). Konkrétne zloženie a obsah látok v priesakovej kvapaline na skládke závisí od viacerých faktorov a ich dominantnosti vzhľadom na situáciu na danej lokalite. Medzi hlavné faktory patrí okrem *zloženia odpadu* aj *čas jeho uloženia* a *spôsob ukladania odpadu na skládke*. Bližšie informácie o jednotlivých faktoroch uvádzajú napr. Pelikán (1983) alebo Vaniček (2002).

Pri prieniku priesakovej kvapaliny do zvodneného horninového prostredia sa naruša prirodzený chemický stav podzemnej vody. V mieste prieniku sa **vytvára chemická anomália**, ktorá spôsobuje zhoršenie kvality vody.

Medzi priesakovou kvapalinou a saturovaným horninovým prostredím (zvodnencom) **vznikajú interakcie** (procesy), ktoré majú fyzikálnu (napr. riedenie), fyzikálno-chemickú (napr. sorpcia, iónová výmena), chemickú (napr. vyzrážanie) a mikrobiálnu (napr. degradácia) povahu. Možno teda povedať, že existuje **zóna interakcie**, kde skládka odpadu vplýva na horninové prostredie (obr. 1).



Obr. 1. Model interakcie.

Interakcie medzi zdrojom kontaminácie a hydrosférou sa odohrávajú v komplexných, nehomogénnych a dynamických prírodných systémoch. Pôsobením vzájomných reakcií sa menia podmienky na transport a povahu jednotlivých kontaminantov, pričom vo všeobecnosti dochádza k prirodzenej regenerácii znečistením zasiahnutého prostredia. Šírenie kontaminantov sa mení v čase a priestore v závislosti od transportných ciest, podmienok prostredia, vlastností kontaminantov, vplyvov vonkajších činiteľov a podobne. V závislosti od kombinácie a dôležitosti jednotlivých faktorov na lokalite sa mení veľkosť a tvar zóny interakcie. S tým priamo súvisí miera a dosah jednotlivých kontaminantov a potrebná miera riešenia problému.

Mechanizmus šírenia presakovania zo skládky v saturovanom horninovom prostredí je bližšie objasnený napr. v prácach Baedekera a Backa (1979), Christensena et al. (1994), Fettera (1999) a Wiedermeiera et al. (1999). Väčšina dostupných poznatkov o šírení znečistenia zo skládok odpadu sa viaže predovšetkým na relatívne homogénne pieskové zvodnenca. Z výsledkov riešenia úlohy MŽP SR *Monitorovanie vplyvu environmentálnych záťaží na geologické činitele životného prostredia vo vybraných regiónoch Západných Karpát* vyplynulo, že interakcie medzi zdrojom znečistenia a hydrosférou vykazujú podstatnú rozdielnosť (Vybiral et al., 2005). Ukázalo sa, že na území Slovenska kvôli potrebám riešenia situácie na jednotlivých lokalitách je účelné rozdeliť všeobecný model z obr. 1 na viacero detailnejších typov. Na základe rozdielnosti hydrogeologických pomerov, kde hlavné kritérium predstavovala poloha nepriepustnej vrstvy vzhľadom na pozíciu skládky, sa vyčlenilo 5 základných typov – koncepčných modelov. Z toho prvý model – *model s nulovou hrúbkou nadložnej vrstvy nad nepriepustným podložím* – v podstate predstavuje skládky údolného typu. Špecifickosť kontaminačných prejavov pri tomto type skládok vyústila do potreby ich komplexnejšieho rozpracovania. Štúdium bolo zamerané najmä na tri oblasti nadväzujúce na seba:

1. opísanie mechanizmu šírenia kontaminantov zo skládok údolného typu,
2. charakterizovanie možných interakcií skládok údolného typu s hydrosférou,

3. navrhnutie prístupov a postupov riešenia situácií na skládkach údolného typu vzhľadom na zistené poznatky a skúsenosti a súčasné možnosti.

Z uvedených cieľov vyplynula aj konkrétna metodika štúdia interakcií SÚT s hydrosférou. Pozostáva z viacerých čiastkových krokov, ktoré sa dajú vyjadriť takto:

- výber lokalít,
- získavanie informácií in situ,
- komplexné spracovanie výsledkov.

Výber lokalít

Štúdium analýzy interakcií medzi SÚT a hydrosférou prebiehalo spolu na 13 lokalitách. Na troch základných lokalitách sa informácie získavali za dlhšie časové obdobie a v širších súvislostiach. Ostatné lokality (spolu 10 skládok odpadu) slúžili najmä na doplnkové štúdium možných vplyvov zo SÚT a na overovanie už zistených poznatkov a skúseností.

Základné lokality:

- lokalita **Uzovská Panica** – bývalá neriadená skládka tuhého komunálneho odpadu (TKO),
- lokalita **Holičov vrch** – bývalá neriadená skládka TKO a skládka galvanických kalov,
- lokalita **Surovín** – bývalá neriadená skládka TKO a skládka galvanických kalov.

Z týchto lokalít existuje najviac informácií. Na lokalitách Holičov vrch a Surovín prebiehali počas ich štúdia rekultivačné práce, čo umožnilo sledovať situáciu na lokalite v rôznych podmienkach. Charakter a rozsah kontaminačných prejavov na vybraných lokalitách poskytoval dostatočne pestrý a široký základ detailnejšej analýzy interakcií SÚT s hydrosférou.

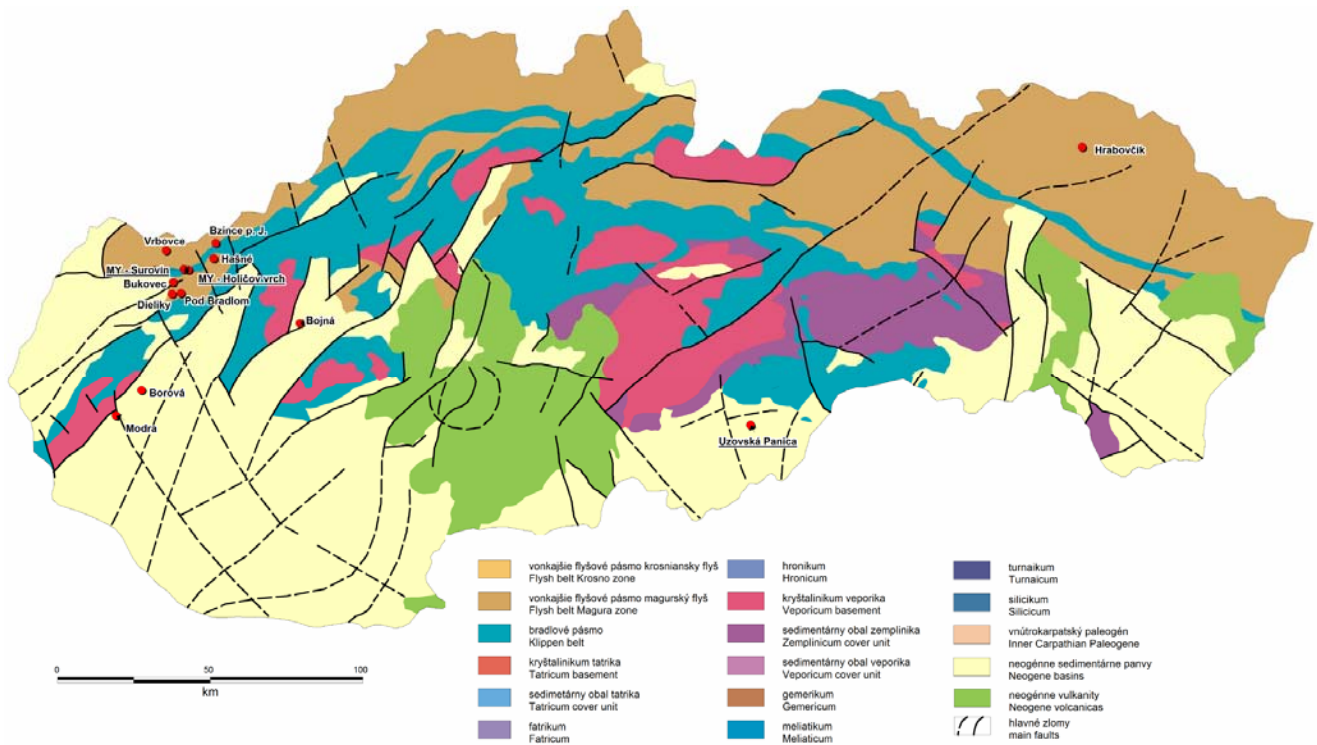
Doplnkové lokality slúžili najmä na overovanie a dopĺňanie poznatkov vo vzťahu k študovanej téme. Priebežne bolo na štúdium zaradených desať lokalít. Šesť z nich reprezentuje staré neriadené skládky, do ktorých sa ukladal najmä komunálny odpad (Bojná „A“, Bukovec, Bzince pod Javorinou, Hrabovčik, Modra, Vrbovce). Päť skládok je riadených (Bojná „B“, Borová, Hrašné, Pod Bradlom) a jedna je určená na ukladanie inertného odpadu (Dieliky).

Na obr. 2 sú zaznačené polohy študovaných lokalít na geologickom podloží Západných Karpát. Skládky údolného typu možno vo všeobecnosti očakávať v menej priepustnom horninovom prostredí v kombinácii s väčšou sklonitosťou svahov.

Získavanie informácií

Východisková úroveň poznatkov z jednotlivých lokalít bola rôzna. Na zabezpečenie potrebných informácií zo študovaných lokalít sa **aplikoval cieleň prieskum a monitoring** tak, aby vystihol aktuálnu situáciu a podmienky na lokalite. Vlastné práce boli obyčajne súčasťou väčších projektov alebo ich dopĺňali, prípadne na ne nadväzovali.

Výber metód a ich rozsah nebol na jednotlivých lokalitách rovnaký. Závisel od toho, v akom stupni rozpracovania je lokalita, aký rozsah poznatkov sa zistil predchádzajúcim prieskumom a aké zložité sú prírodné podmienky na lokalite. Najviac sa uplatnili nasledujúce **hydrogeologické a hydrogeochemické metódy**:



Obr. 2. Lokalizácia vybraných skládok odpadu.

Poznámka: podčiarknuté sú základné lokality. Mapový podklad: Biely et al., 1996.

1. merania fyzikálnych parametrov vody in situ – aplikované meranie vodivosti a teploty vody;
2. režimové sledovania – merania hladiny podzemnej vody v monitorovacích vrtoch a prietoku na tokoch, množstva vody vo výveroch, určovanie rozsahu zavodnených plôch;
3. odbery vzoriek – presakovania zo skládky, podzemnej vody a povrchovej vody; laboratórne stanovenie jej fyzikálno-chemických ukazovateľov;
4. skrátené hydrodynamické skúšky na vybraných objektoch.

Komplexné spracovanie výsledkov

Štúdiom lokalít sa zhromaždil pomerne rozsiahly súbor údajov a informácií. Spracovanie informácií sa vyhodnocovalo priebežne s prijatím ďalších krokov smerujúcich k dosiahnutiu cieľov práce. Prístup k spracovaniu údajov možno rozdeliť na dve fázy, a to na spracovanie v rámci jednotlivých lokalít a lokalít navzájom.

1. fáza – spracovanie v rámci jednotlivých lokalít. – Išlo najmä o nasledujúce formy spracovania:

- *Vytvorenie koncepčných modelov lokalít.* – Predstavovalo súhrn informácií z archívnych, overovacích a prieskumných prác o podmienkach a situácii na lokalite.
- *Štatistické spracovanie údajov v rámci jednotlivých monitorovacích miest.* – Umožňovalo získať kvalitatívne a kvantitatívne charakteristiky, pozorovať sezónne a dlhodobé zmeny.
- *Analyzovanie údajov v rámci jednotlivých monitorovacích miest.* – Umožňovalo sledovanie a hodnotenie závislostí medzi dvomi a viacerými ukazovateľmi.

- *Porovnávanie informácií medzi jednotlivými monitorovacími miestami.* – Umožňovalo sledovanie priestorových a časových vzťahov s ohľadom na zvolený faktor (napr. vzdialenosť od skládky, výšku hladiny podzemnej vody, rozdielny charakter vody).

- *Posudzovanie komplexných informácií s voľne zvolenými kritériami alebo určenými legislatívou.* – Umožňovalo vyhodnotenie vplyvov skládky na hydrosféru.

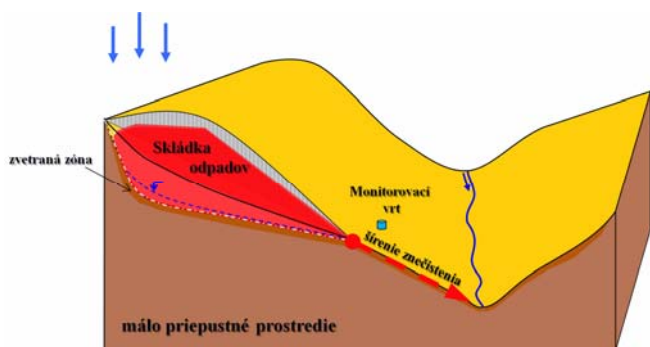
2. fáza – spracovanie lokalít navzájom. – Týkalo sa najmä:

- porovnávanie možných interakcií medzi skládkou a hydrosférou,
- charakterizovania kľúčových faktorov,
- definovania možných migračných ciest šírenia kontaminantov,
- zhodnotenia potenciálu atenuačných mechanizmov,
- miery a dosahu možných vplyvov SÚT na hydrosféru.

Výsledky

Zistené interakcie

Dominujúcou charakteristikou skládok údolného typu je, že hlavné množstvo znečistenia sa nešíri vo forme mraku cez saturované horninové prostredie, ale po výstupe v čele skládky postupuje ako usmernovaný tok po povrchu v smere gradientu do erozívnej bázy územia, ktorou obyčajne preteká povrchový tok. Celý mechanizmus prenosu kontaminantov zo skládky do prostredia je znázornený ako koncepčný model vo forme blokdiagramu (obr. 3).



Obr. 3. Konceptný model skládky údolného typu.

Šírenie kontaminovaného presakovania do prostredia podmieňujú najmä **hlavné (základné) faktory**:

1. skládky sa nachádzajú na vyvýšeninách nad miestnou erozívnou bázou,
2. skládkovaný materiál sa sypal do údolia alebo na jeho svahy,
3. podložie je tvorené pôvodným, málo priepustným horninovým prostredím (íly, ílovité hliny a podobný materiál),
4. do priestoru skládok sa môže dostávať voda (zo zrážok, z povrchových alebo podpovrchových prítokov),
5. voda presakujúca skládkovaným materiálom je usmernená skloneným a nepriepustným dnom skládky do jej čela, kde vystupuje ako priesaková kvapalina vo forme výveru, resp. viacerých výverov,
6. po výstupe na povrch postupuje priesaková kvapalina ďalej údolím vo forme sústredeného povrchového toku v smere sklonu terénu,
7. pri dosiahnutí miestnej erozívnej bázy sa voda ovplyvnená skládkou zväčša vlieva do miestneho povrchového toku.

Vplyv na konkrétny rozsah alebo mieru kontaminačných prejavov na lokalite majú okrem uvedených faktorov aj ďalšie, sekundárne faktory (spôsob transportu kontaminantov neovplyvňujú). Ide napríklad o veľkosť skládky, zloženie odpadu, sklonitosť svahov, prítoky neovplyvnenej vody z bočných svahov do centra údolia či klimatické vplyvy (vlhké a suché obdobia).

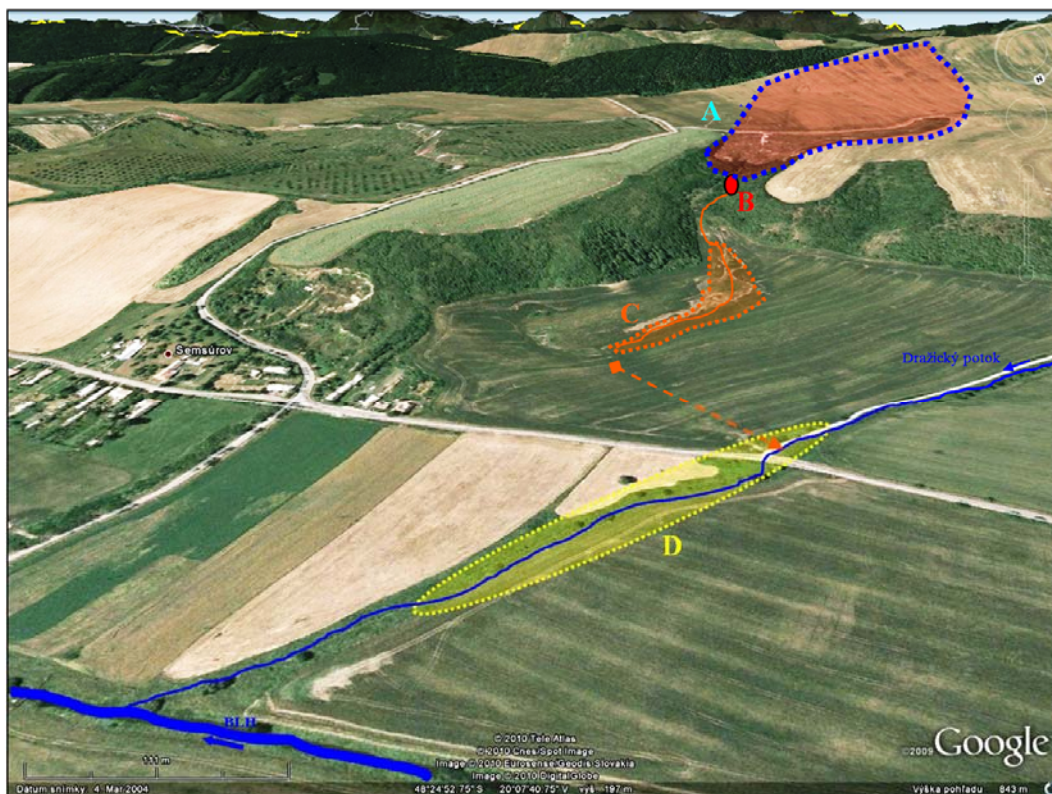
Kombinácia hlavných faktorov so sekundárnymi vzhľadom na špecifické podmienky na jednotlivých lokalitách podmieňuje konkrétne interakcie medzi SÚT a hydrosférou. Zistené interakcie vzhľadom na ich charakter a podiel na jednotlivých prejavoch, resp. na ich postupnú nadväznosť (formovanie znečistenia – prejav znečistenia – dosah znečistenia) bolo účelné priestorovo rozčleniť na 4 kľúčové časti:

- A** – oblasť vstupu vonkajšej vody do priestoru skládky,
- B** – miesto výstupu priesakovej kvapaliny zo skládky,
- C** – úsek medzi skládkou a recipientom,
- D** – úsek zmiešavania priesakovej kvapaliny zo skládky s povrchovým tokom.

Príklad rozdelenia sledovaného územia na jednotlivé časti je z lokality Uzovská Panica (obr. 4).

Poznatky o zistených interakciách sú prezentované podľa jednotlivých kľúčových častí.

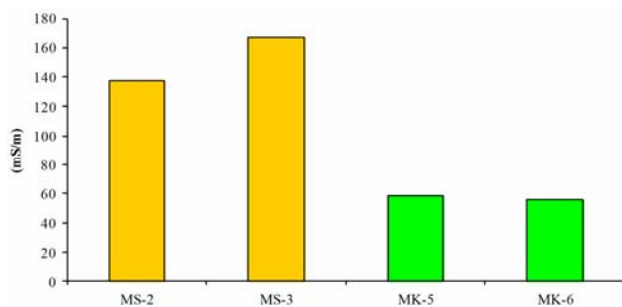
A – oblasť vstupu vonkajšej vody do priestoru skládky. – Vyčlenená časť predstavuje spádovú oblasť skládky pre vodu vtekajúcu do jej priestoru. Z hľadiska podmienok na lokalite môže ísť o vodu z úhrnov zrážok priamo na plochu skládky, z povrchových prítokov alebo prestupov podzemnej vody do skládky. Na starších skládkach odpadu takmer neexistujú technické prvky zabraňujúce prenikom vody do ich priestoru, kým v novších skládkach je to nevyhnutná podmienka. Od charakteru tejto



Obr. 4. Lokalita Uzovská Panica – rozdelenie územia na štyri kľúčové časti: **A, B, C, D**.

oblasti závisia kvantitatívne a kvalitatívne vlastnosti priesakovej kvapaliny vystupujúcej zo skládky.

Kvalitatívne informácie o vode pritekajúcej do skládky slúžia ako referenčné (pozadové) hodnoty na posudzovanie vplyvov skládky na hydrosféru. Referenčné hodnoty jednotlivých ukazovateľov v podzemnej vode významne súvisia s horninovým zložením prostredia, na ktoré sa viažu. V prostredí typickom pre študované skládky bývajú bežne prítomné viaceré, litologicky odlišné horniny. Dôsledkom toho býva odlišné chemické zloženie vody vstupujúcej do prostredia skládky. Na obr. 5 je príklad z lokality Holičov vrch, kde monitorovacie vrty MS-3 a MK-6 boli nevhodne umiestnené v predpolí skládky, mimo transportnej cesty šírenia znečistenia. Zloženie vody v nich kvalitatívne zodpovedá pozadovej vode pritekajúcej do skládky z dvoch rozdielnych geologických prostredí, zachytených vrtmi MS-2 a MK-5.



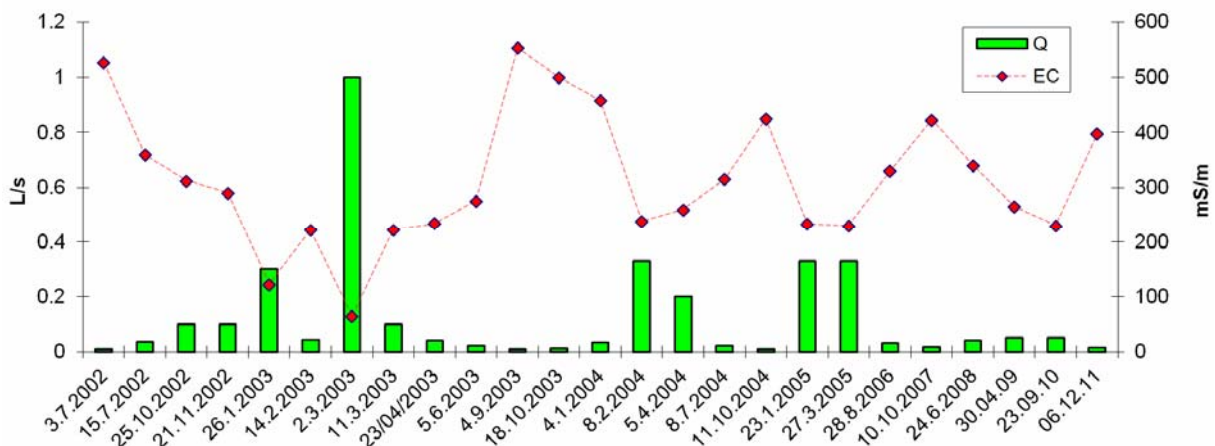
Obr. 5. Lokalita Holičov vrch – priemerné hodnoty vodivosti vody z pozorovacích vrtov reprezentujúcich prirodzenú vodu pozadia.

B – oblasť výstupu priesakovej kvapaliny zo skládky. – Predstavuje výtokovú oblasť skládky nachádzajúcu sa v jej najnižšom mieste, obyčajne v čele skládky. Kvalita priesakovej kvapaliny je určujúca pri posudzovaní miery možného (potenciálneho) ovplyvňovania prostredia skládkou. Z výsledkov štúdia jednotlivých lokalít sa ukazuje, že SÚT majú pomerne **malú schopnosť akumulovať presiaknutú vodu**. V dôsledku toho vznikajú také javy ako vysychanie priesakovej kvapaliny vo výtokovej oblasti v letnom období alebo výrazné kolísania

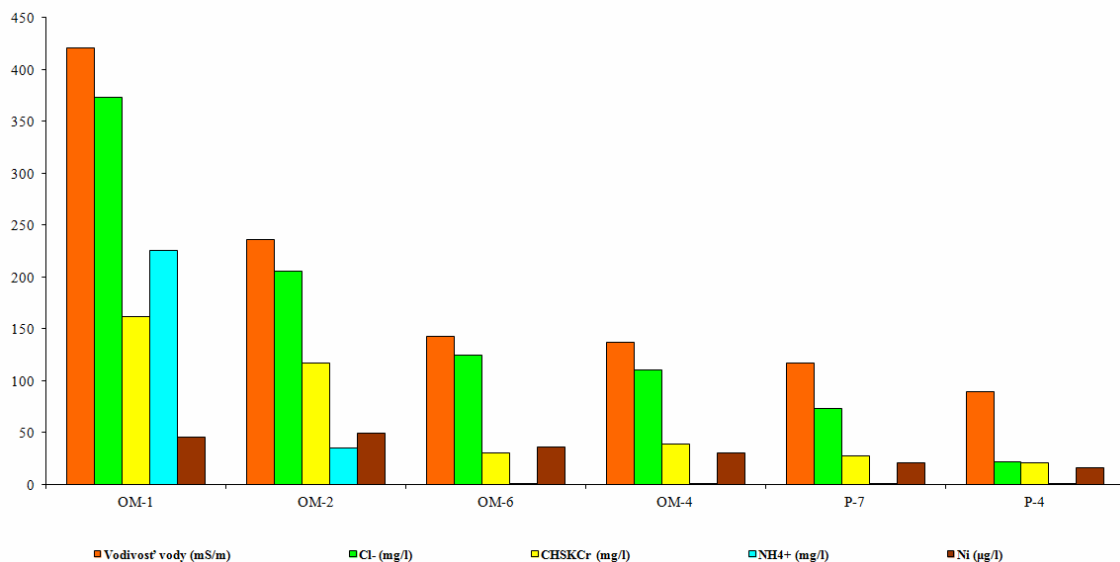
kvantitatívnych a kvalitatívnych vlastností v závislosti od klimatických podmienok počas roka. Príklad zmien sledovaných parametrov – množstva priesakovej kvapaliny a jej vodivosti z lokality Holičov vrch – je na obr. 6.

C – úsek medzi skládkou a recipientom. – Pozdĺž tohto úseku prebieha transport kontaminantov. Šíria sa obyčajne vo forme sústredeného povrchového toku, ktorý usmerňuje morfológiou údolia. Tok priesakovej kvapaliny zo skládky smeruje k miestnej erozívnej báze, ktorou obyčajne preteká povrchový tok, reprezentujúci recipient kontaminovanej priesakovej kvapaliny. *Vyčlenený úsek býva bežne dlhý aj stovky metrov.* Len v ojedinelých prípadoch priesaková kvapalina vstupovala do povrchového toku takmer bezprostredne po jej výstupe v čele skládky (Surovín, Vrbovce). V rámci opisovanej časti často dochádza k **zmiernovaniu znečistenia**. Je to dôsledok atenuačných (tlmiacich) procesov, ktoré nastávajú pri interakcii kontaminantov s prostredím. Pri SÚT má na tlmenie znečistenia najväčší vplyv *zmiešavanie priesakovej kvapaliny zo skládky s neovplyvnenou vodou pritekajúcou z bočných svahov údolia*. Okrem zriedňovania sa redukuje koncentrácia niektorých kontaminantov v dôsledku fyzikálno-chemicko-biologických procesov (sorpcia, oxidačno-redukčné procesy a pod.). Na obr. 7 je z lokality Holičov vrch prezentovaný úsek medzi výstupom priesakovej kvapaliny zo skládky (OM-1) a recipientom (P-4), v rámci ktorého sa zmiernuje znečistenie.

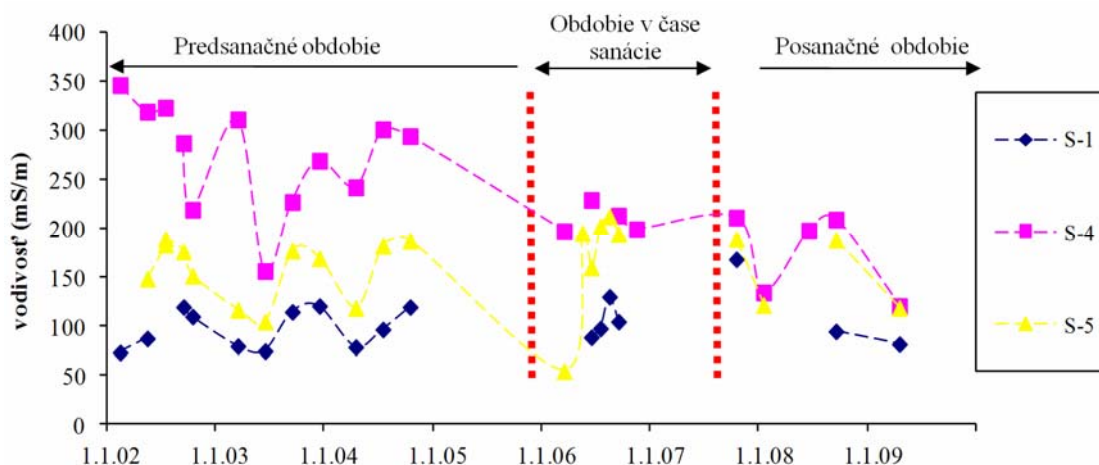
D – úsek zmiešavania priesakovej kvapaliny zo skládky s povrchovým tokom. – Po preniknutí priesakovej kvapaliny zo skládky do povrchového toku nastáva ich zmiešavanie. Vyčlenený úsek predstavuje tú časť toku, v rámci ktorej dochádza k stabilizácii hodnôt sledovaných ukazovateľov, resp. k najväčšiemu redukovaniu znečistenia. Príklad na obr. 8 je z lokality Surovín, kde v čase štúdia lokality prebiehala rekultivácia. Graf vyjadruje vzájomné zmeny hodnôt nameraných v miestach pred sútokom na povrchovom toku (S-1), v mieste vtoku priesakovej kvapaliny zo skládky (S-4) do povrchového toku a zhruba o 50 m nižšie od sútoku (S-5). Vidieť, že opatrenia uskutočnené v rámci rekultivácie – zachytenie presakovania v čele skládky a priame zmiešavanie s ne-



Obr. 6. Lokalita Holičov vrch – priebeh vodivosti EC (mS/m) a množstva priesakovej kvapaliny Q (l/s) v čele skládky, v mieste výstupu priesakovej kvapaliny v jednotlivé merané dni v období 2002 až 2011.



Obr. 7. Lokalita Holičov vrch – zmeny priemerných hodnôt meraných parametrov pozdĺž smeru postupu znečistenia.



Obr. 8. Lokalita Surovín – situácia na monitorovacích miestach pred sanáciou skládky, počas nej a po jej skončení.

ovplyvnenou vodou z povrchového toku – vylepšili zmiešavací pomer, ktorý sa za pôvodnej situácie realizoval až po 50 m od skládky.

Povrchový tok obyčajne reprezentuje najbližší tok, ktorý má funkciu recipienta presakovania zo skládky, tečie v lokálnej erozívnej báze, má zjavné koryto a kvalita jeho vody je pre danú oblasť charakteristická. **Často ide o menšie občasnú toky, ktorých aktivita sa viaže len na vlhkejšie obdobia počas roka.**

Povrchové toky v blízkosti študovaných skládok majú vo vzťahu k okoliu zvyčajne drenážnu funkciu. *Množstvo vody sa preto pozdĺž toku obyčajne zvyšuje, čo pozitívne ovplyvňuje aj zmiešavacie pomery medzi povrchovou vodou a presakovaním zo skládky.* Na študovaných lokalitách s málo priepustnými horninami je typický vysoký povrchový odtok. To ovplyvňuje časté a výrazné výkyvy prietoku na tokoch, pričom bežné sú aj povodňové stavy. *Následkom výrazných zmien v režime vody sa dramaticky menia aj zmiešavacie pomery s kontaminovanou vodou zo skládky.* Úsek, v rámci ktorého sa stabilizujú sledované ukazovatele, môže byť dlhý od niekoľko až po stovky metrov.

Z časového hľadiska majú SÚT pre trvalé úniky priesakovej kvapaliny dlhodobý vplyv na povrchové toky.

Znečistenie v povrchovom toku je okrem zriedňovania redukované aj samočistiacimi procesmi samotného toku. Na posúdenie vplyvov skládky na povrchovú vodu je dôležité zhodnotiť aj **významnosť recipienta.**

Záver a odporúčania

Potvrďilo sa, že interakcie medzi skládkami a hydrosférou predstavujú vo všeobecnosti veľmi komplexný systém, v ktorom sa jednotlivé procesy uskutočňujú s rôznou dĺžkou trvania a rôznym priestorovým rozsahom. Napriek tomu majú študované SÚT spoločné prejavy s rovnakým mechanizmom šírenia kontaminantov, ktoré sú podstatne odlišné od doteraz zaužívaných predstáv. **Potvrďila sa tak potreba vyčlenenia skládok údolného typu ako samostatného typu skládok.**

Jednotlivé interakcie SÚT a hydrosféry vyplývajú z kombinácie a dôležitosti základných a sekundárnych faktorov v danom mieste a čase. Prístup k ich štúdiu a hodnoteniu je vhodné rozdeliť na **4 kľúčové časti**: A – oblasť vstupu vonkajšej vody do priestoru skládky, B – miesto výstupu priesakovej kvapaliny zo skládky, C – úsek medzi skládkou a recipientom,

D – úsek zmiešavania priesakovej kvapaliny zo skládky s povrchovým tokom.

Na základe získania veľkého množstva detailných informácií a ich komplexného spracovania sa ukázalo, že vplyv SÚT na hydrosféru sa vo všeobecnosti môže prejavovať takto:

1. *Potenciálne nebezpečenstvo vplyvu skládky na hydrosféru určuje najmä charakter priesakovej kvapaliny (množstvo, zastúpenie a koncentrácia kontaminantov) – závisí najmä od veľkosti skládky a veľkosti spádovej oblasti. Prítomnosť priesakovej kvapaliny je trvalá.*

2. Kontaminanty obsiahnuté v priesakovej kvapaline zo skládky sa ďalej šíria sústredene po povrchu pozdĺž spádnic medzi skládkou a recipientom. Znečistenie postupuje pomerne rýchlo a najvýraznejšie prejavy ovplyvňovania prostredia sa nachádzajú až vo väčšej vzdialenosti (stovky metrov) od skládky. V rámci tohto úseku sa obyčajne znečistenie zmierňuje vplyvom atenuačných procesov – závisí od najmä od dĺžky úseku, od prítokov vody z bočných strán údolia a vlastností jednotlivých kontaminantov.

3. Po vstupe kontaminantov do povrchového toku nastáva zmiešavanie a ďalšie tmenie znečistenia – závisí najmä od zmiešavacích pomerov medzi priesakovou kvapalinou zo skládky a vodou v povrchovom toku.

Riziko vyplývajúce zo SÚT pre hydrosféru je celkovo relatívne nízke. Ohrozené môžu byť najmä povrchové toky v blízkosti skládky. V dôsledku pomerne rýchleho transportu znečistenia do erozívnej bázy územia obyčajne znečistenie neprestupuje pod povrch. Vplyv znečistenia zo SÚT na podzemnú vodu je preto pomerne zanedbateľný. Okrem toho, výskyt podzemnej vody sa viaže len na prípoверхovú rozvoľnenú zónu v málo priepustnom horninovom prostredí, má plytký obeh a podzemná voda má nesúvislú hladinu. Prípadné vodárenské využitie tejto vody je iba lokálne, s obmedzeným množstvom a obmedzenou kvalitou.

Na základe získaných poznatkov a skúseností boli navrhnuté prístupy a postupy racionálnejšieho a efektívnejšieho riešenia konkrétnych situácií spojených so SÚT. Spájajú sa s nimi viaceré špecifická:

Pri prieskume je vo všeobecnosti potrebné zamerať pozornosť na širšie okolie skládky (dosah znečistenia môže byť od skládky vzdialený aj stovky metrov).

Výrazný vplyv klimatických podmienok na šírenie znečistenia spôsobuje **podstatné a časté zmeny hodnôt v sledovaných parametroch.** Interval odberov vzoriek vody je preto ideálne stanoviť v súlade s obdobiami extrémnych prejavov kontaminácie na lokalite. Tie sa spájajú so suchým a vlhkým obdobím počas roka.

Mieru znečistenia podmieňuje najmä jeho riadenie nekontaminovanými prítokmi z bočných strán údolia a povrchovou vodou v recipiente. Ostatné atenuačné procesy sú vzhľadom na rýchle šírenie znečistenia pomerne limitované.

Posúdenie rizika ovplyvnenia kvality povrchového toku znečistením zo skládky je možné až na základe dlhodobejšieho sledovania situácie na lokalite za rôznych klimatických podmienok. **Po prieniku znečistenia do povrchového toku je dôležité vyhodnotiť dosah tohto javu na jeho kvalitu.**

Pri monitoringu SÚT je vo všeobecnosti dôležité získavať informácie o:

- charaktere a množstve priesakovej kvapaliny z miesta jej výstupu v čele skládky,
- referenčných vlastnostiach vody vstupujúcej do skládky (alebo inej vody charakterizujúcej pozadové hodnoty na lokalite),
- závislosti dosahu znečistenia, jeho miery a trvania od klimatických podmienok počas roka,
- zmiešavacích pomeroch medzi priesakovou kvapalinou zo skládky a vodou v recipiente.

Monitoring realizovaný na základe meraní vo vrtoch sa ukázal ako nereprezentatívny. Musí sa vychádzať z poznatkov o šírení kontaminovaného priesakovania po povrchu, resp. v prípoверхovej zóne horninového prostredia. Je potrebné využiť všetky dostupné miesta na meranie kvality vody (pramene, povrchové toky, zamokrené plochy, vrty, studne, drenážne systémy a pod.). Obzvlášť sa osvedčili **aplikované merania mernej elektrickej vodivosti vody.**

Utesnenie povrchu skládky v rámci jej rekultivácie neumožňuje podstatné redukovanie trvalých výstupov priesakovej kvapaliny v čele skládky. Hlavný zmysel „klasickej“ rekultivácie je iba v zabezpečení stability skládky. Vhodným riešením je kontrolované vypúšťanie priesakovej kvapaliny do recipienta v rámci vyčleneného úseku, prípadne aj s možnosťou regulovania množstva zmiešavaných kvapalín.

Aby bolo možné riešiť jednotlivé problémy spojené so SÚT účinnejšie, vzhľadom na získané poznatky je potrebné **adekvátne prispôbiť legislatívne opatrenia.** V súčasnosti sa ako najvhodnejšie aplikovateľné legislatívne opatrenie javí nariadenie vlády SR č. 269/2010 Z. z., ktorým sa ustanovujú požiadavky na dosiahnutie dobrého stavu vody.

V budúcnosti je žiaduce zamerať väčšiu pozornosť najmä na **sledovanie režimových kvantitatívnych a kvalitatívnych zmien priesakovej kvapaliny zo skládky a mieru a dosah ovplyvnenia povrchovej vody v recipiente.** Na základe charakterizovania vzájomných vzťahov medzi „kľúčovými“ faktormi sa dá účinnejšie pristupovať k riešeniu jednotlivých problémov viazaných na skládky údolného typu.

Literatúra

- Baedecker, M. J. a Back, W., 1979: Hydrogeological and chemical reactions at a landfill. *Groundwater*, 17, 5, 429 – 437.
- Biely, A., Bezák, V., Elečko, M., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Nemčok, J., Potfaj, M., Rakús, M., Vass, D., Vozár, J. a Vozárová, A., 1996: Geologická mapa Slovenskej republiky 1 : 500 000. Bratislava, Min. život. prostr. SR – GS SR.
- Fetter, C. W., 1999: Contaminant Hydrogeology. Upper Saddle River, NJ 07458: Prentice Hall, 2nd Ed., ISBN 0137512155, 500 s.
- Christensen, T. H., Kjeldsen, P., Albrechtsen, H.-J., Heron, G., Nielsen, P. H., Bjerg, P. L. a Holm, P. E., 1994: Attenuation of landfill leachate pollutants in aquifers. *Crit. Rev. In: Environ. Sci. Technol.*, 24, 119 – 202.
- Christensen, T. H., Kjeldsen, P., Bjerg, P. L., Jensen D. L., Christensen, J. B., Baun, A., Albrechtsen, H.-J. a Heron, G., 2001: Biogeochemistry of landfill leachate plumes. *DTU, Denmark. Applied Geochemistry*, 16, 7, 659 – 718.

- Nariadenie vlády SR č. 269/2010 Z. z., ktorým sa ustanovujú požiadavky na dosiahnutie dobrého stavu vôd.
- Pelikán, V., 1983: Ochrana podzemných vôd. Praha, STNL, 324 s.
- Pitter, P., 2009: Hydrochemie. 4. vyd. Praha, VŠCHT, 568 s.
- Šráček, O., Datel, J. a Mls, J., 2000: Kontaminační hydrogeologie. Praha, Univerzita Karlova, 210 s.
- Vaniček, I., 2002: Sanace skládek starých ekologických zátěží. Praha, ČVUT, SF, 247 s.
- Vybíral, V., Gajdoš, V., Matys, M. a Némethyová, M., 2005: Monitorovanie vplyvu environmentálnych záťaží na geologické činitele životného prostredia vo vybraných regiónoch Západných Karpát. Úloha MŽP SR: 140901/1136/prj/sk. Bratislava, Sensor.
- Wiedemeier, T. H., Rifai, H. S., Newell, C. J. a Wilson, J. T., 1999: Natural Attenuation of Fuels and Chlorinated Solvents in the Subsurface. New York, John Wiley, 605 s.

THE INTERACTION BETWEEN LANDFILLS OF VALLEY TYPE AND HYDROSPHERE

Resume

The main aim of the study was to analyze and describe specific behavior of contaminants spreading from landfills of valley type. Part of the goal was to evaluate also possible influence on groundwater and surface water in the ambient of landfills.

Different kinds of landfills of valley type were selected to observe interaction between them and hydrosphere. Wide complex of investigation methods was used. Especially very useful were water samples for physical-chemical analyses, water regime measurements and water electrical conductivity in-situ measurements. Applying of methods was set upped for contaminant spreading observations in short frequencies as well as longer time period.

General feature related to transport of contaminants from studied landfills is that leachates escaping from the front of landfill in a form of discharge (spring). Contaminated leachates flow afterwards on the surface like a stream. It can move relatively quickly towards the local erosion base, where mostly a local brook is present. The distance between the brook and the landfill is often more than several of hundred

meters long. Comparing to a classical contamination spreading known from literature described mechanisms of contamination transport is very specific and unique.

According to the site conditions several of contamination manifestations were observed. They are dependent on combination of many factors. The most important factors – **primary factors** – are local hydrogeology and geomorphology. **Secondary factors** can have influence on the rate and range of contamination, e.g.: size or age of landfill, seasonal influences and water inflows from non-contaminated areas.

For characterization of possible influence from particular landfill on the ambient water it is useful to divide whole mechanisms of contaminations transport into 4 key parts, i.e.: 1. *The area from where external water can flow into the landfill*, 2. *The discharge area from where leachates escaping landfill*, 3. *The section between the landfill and stream*, 4. *The section in the stream where contaminated water is mixed with surface water until stabilization conditions are present.*

To evaluate real or possible danger from the landfill to the quality of water a **method of risk analyze seems be the most suitable one**. The risk from landfills of valley types looks to be generally low. **The main danger that is necessary to consider is related to surface water flowing in the local brook**. In case of studied landfills the generally methodology of risk analyses can be more simplified in respect of real contamination influences.

Described landfills representing in the environment of Slovak Republic extended type of landfill (approximately 30 %). It is necessary to distinguish between the real problematic landfills and landfills with relatively simple problems to solve. **Knowledge obtained from studies of interaction between the valley type landfills and hydrosphere is very useful for improvement of existing situation in this area.**

The study offers several proposals for more effective approaches and optimal advances to obtain more representative information, characterization and evaluation from real situation on specific locality. Better understanding of the contaminant transport mechanisms in studied type of landfill affords also an opportunity to spent capital resources for solved problems more operative. To transfer obtained knowledge and experiences into the actual practice it is necessary to modify current legislation according mentioned proposals.

Petrológia a proveniencija mladopaleozoických metapieskovcov gemerika Západných Karpát (Slovensko)

Petrology and provenance of Gemeric Late Paleozoic metasediments of Western Carpathians (Slovakia)

DUŠAN LAURINC¹ a ANNA VOZÁROVÁ²

¹Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

²Univerzita Komenského v Bratislave, Prírodovedecká fakulta, Katedra mineralógie a petrológie, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

Late Paleozoic metasediments of Gemeric Unit were investigated through petrofacial analysis. Majority of metasediments correspond to the lithic greywacke. High values of ZTR-index (from 82 of Petrova hora formation to 97 of Hámor formation) reflect that the source of preserved accessory minerals were derived from the old complexes. The Late Paleozoic metasediments were Alpine metamorphosed. Metamorphic mineral association represented by muscovite + chlorite + albite + calcite associated with quartz is equivalent to low grade metamorphism. Calculated PT condition indicated medial pressure and average temperature from 319 °C (Rudňany formation) to 370 °C (Hámor formation). Marked chemical changes in source area, during the transport and throughout sedimentation are documented by results of microprobe analyses of clastic micas and plagioclase. The petrofacial parameters Q-F-L and Qm-F-Lt indicate the recycled orogen as a source area of metasediments.

Key words: Gemeric Unit, Late Paleozoic metasediments, mineral composition, petrofacial analysis, metamorphic conditions

Úvod

Téma príspevku sa viaže na oblasť výskytu mladopaleozoických sedimentov severného a južného gemerika a na získanie poznatkov o vybranej skupine sedimentov – metapieskovcov. Cieľom je petrofaciálna charakteristika mladopaleozoických metapieskovcov gemerika a stanovenie tektonickej pozície ich zdrojových oblastí. Minerálne a chemické zloženie vybraných minerálov z metapieskovcov sa analyzovalo a vyhodnocovalo pri stanovení minerálnej zrelosti, ako aj pri stupni metamorfózy mladopaleozoických metapieskovcov gemerika. Analyzovalo sa sedem súvrství z troch mladopaleozoických skupín severného gemerika: ochtinská skupina mississippského veku (hrádocké súvrstvie), dobšinská skupina pensylvánskeho veku (rudnianske, zlatnícke a hámorské súvrstvie), krompašská skupina permského veku (knolské, petrovohorské a novoveské súvrstvie) a dve súvrstvia permského veku z gočaltovskej skupiny južného gemerika (rožňavské a štítnické súvrstvie). Obsahovo článok priamo nadväzuje na prácu Laurinca a Vozárovej (2011).

Geologická stavba a pozícia študovaných vzoriek

Gemerikum je najvrchnejšia tektonická superjednotka centrálnych Západných Karpát. Tvoria ju prevažne paleozoické, menej mezozoické horniny. Gemerikum sa svojim

vekom, horninovým zložením a stupňom metamorfózy výrazne líši od ostatných jednotiek Západných Karpát. Má charakter antiklinória, v centre ktorého pozorujeme staršie a na okrajoch mladšie horniny. Gemerikum je na severe čiastočne nasunuté na veporikum, kde je ohraničené lubenicko-margecianskou líniou. V západnej časti v oblasti Muránskej planiny, Stratenskej hornatiny a Galmusu a na juhu v oblasti Slovenského krasu ho prekrývajú príkrovy meliatica, silicika a miestami aj turnaika. Podobne ako iné paleozoické celky Západných Karpát, aj gemerikum bolo postihnuté hercýnskym vrásnením, ktoré však postihlo len okrajovú vetvu orogénu. Metamorfóza po alpínskom vrásnení bola pomerne slabá, čo zodpovedá facií zelených bridlíc. Predmetom výskumu boli mladopaleozoické obalové sekvencie staropaleozoických jednotiek severného (rakovecká a klátovská jednotka) a južného (gelnická a štóska jednotka) gemerika.

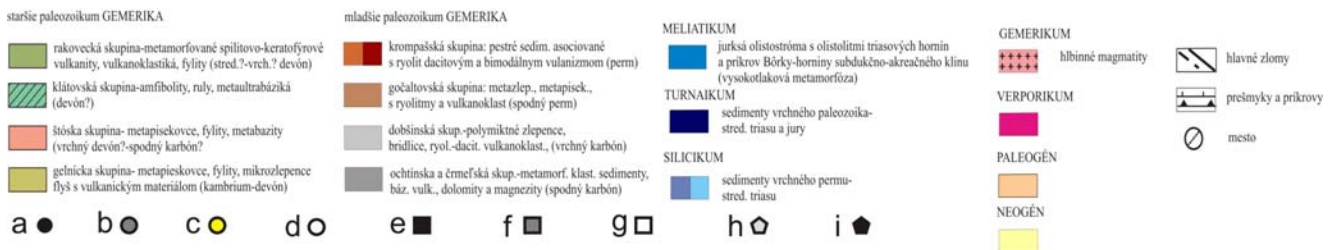
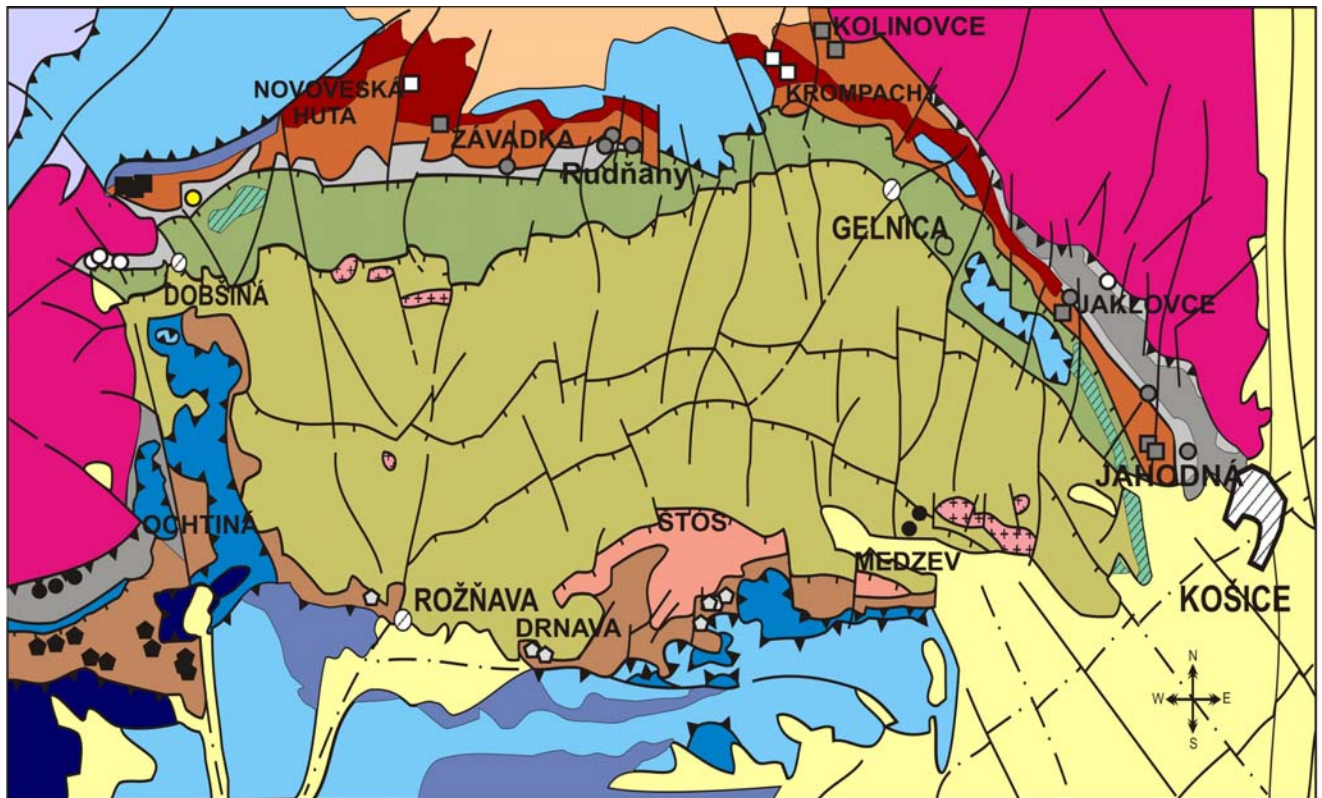
Severné gemerikum

Ochtinská skupina (Vozárová, 1996)

Hrádocké súvrstvie (Vozárová, 1996) vystupuje v tektonickom nadloží obalu južného veporika (Bajaník et al., 1984). Najstarší litologický člen sú tmavosivé zbrídlíčnené metapieskovce so šošovkami fylitizovaných grafitických až silno kremítych bridlíc. Na základe nájdenej mikrofóry bol ich vek určený ako turnén – visén (Planderová a Bajaník, 1985).

Dobšinská skupina (Vozárová in Bajaník et al., 1981)

Na väčšine výskytov rudnianskeho súvrstvia sú superpozičné vzťahy preukázané. Flóru z oblasti Rudnian postupne v niekoľkých etapách študoval Němejc (1947, 1953) a zaradil ju do vestfálu A – B. Zlatnícke súvrstvie definoval Bajaník (Bajaník et al., 1981) na základe profilov v oblasti Rudnian, Mlynkov a Závadky. Tvorí ho vulkanicko-sedimentárna formácia z klastických a karbonátových litofácií. Na základe makrofauny z oblasti Dobšinej vek zlatníckeho súvrstvia stanovil Rakuzs (1932) ako moskov. Neskôr po prehodnotení fauny trilobitov Bouček a Příbyl (1960) lokalitu Dobšín zaradili do vestfálu A – B (vrchný baškir). Potvrdili to aj nálezy konodontov (Kozur et al., 1976).



Obr. 1. Schematická geologická mapa gemerika (upravené podľa Bezáka et al., 2004). Odber vzoriek podľa súvrstvia (a – i): a – hrádocké súvrstvie, b – rudnianske súvrstvie, c – zlatnicke súvrstvie, d – hámsorské súvrstvie, e – knolské súvrstvie, f – petrovohorské súvrstvie, g – novoveské súvrstvie, h – rožňavské súvrstvie, i – štítnické súvrstvie.

Hámsorské súvrstvie sa vplyvom predpermskej erózie a alpínskej redukcie zachovalo iba reliktné. Najkompletnejšie sledy sa vyskytujú v oblasti západne od Dobsinej. Máška (1957) ich definoval a podrobnejšie opísal ako hámsorské vrstvy, ktoré redefinovali Bajanič et al. (1981) na hámsorské súvrstvie.

Krompašská skupina (Vozárová in Bajanič et al., 1981)

Knolské súvrstvie tvorí bazálnu časť krompašskej skupiny v jej celom rozsahu. Typickým znakom je červenofialové a červenohnedé zafarbenie a prevládanie zlepenecovo-brekciovitej litofácie. Smerom od podložia do nadložia klesá veľkosť klastických zŕn, stúpa opracovanosť obliakového materiálu a pribúda pieskovec (Bajanič, 1965). Na rôznych členoch klátovskej, rakoveckej a dobšinskej skupiny sa prejavuje uhlová diskordancia.

Petrovohorské súvrstvie sa vyznačuje pestrým zastúpením klastických sedimentov s variabilnou veľkosťou zŕn, od zlepenec až po aleurit – pelit. V petrovohorskom súvrství sú prítomné vulkanity a vulkanoklastiká bimodálnej ryolitovo-bazaltovej asociácie. Vek vrchnej časti súvrstvia (severne a južne od Košickej Belej) bol stanovený na zá-

klade nálezov spoločenstva mikroflóry a určený ako rozhranie vrchného a spodného permu (Planderová in Bajanič a Vozárová, 1979). Na základe superpozičných vzťahov sa predpokladal vek súvrstvia cisural, resp. saxón (Vozárová a Vozár, 1988).

Novoveské súvrstvie je najmladšia stratigrafická jednotka krompašskej skupiny. Hlavným znakom je prítomnosť evaporitovej litofácie vo vrchných častiach súvrstvia a absencia produktov synsedimentárnej vulkanickej aktivity (Vozárová a Vozár, 1988). Na základe mikroflóry z oblasti Košickej Belej bolo stratigraficky zaradené k vrchnému permu (Planderová in Václav et al., 1980).

Južné gemerikum

Gočaltovská skupina

Rožňavské súvrstvie je súbor hruboúlomkovitých sedimentov s obsahom produktov kyslého vulkanizmu. Leží diskordantne na staropaleozoickom podloží južného gemerika, na drnavskom a štóskom súvrství. Pozvoľna tu prechádza do štítnického súvrstvia. Mikroflóru širšieho stratigrafického rozpätia permu v oblasti Hrádku zistila

Planderová (1979) z nadložia spodných zlepcov, ktoré ležia nesúhlasne na metasedimentoch gelnickej skupiny.

Sedimenty štítnického súvrstvia lemujú spolu s podloženým rožňavským súvrstviem južnú časť výskytov staršieho paleozoika gelnickej skupiny. Prvýkrát tento súbor samostatne vyčlenili Bystrický a Fusán (1955) a označili ho ako „morský vývoj permu“. Neskôr v prácach Vozárovej a Reichwaldera (in Bajanič et al., 1981) a Vozára (1988) sa toto súvrstvie považuje za kontinentálne, aluviálno-lakustrické, s prechodom lagunárno-príbrežných facií vo vrchných častiach.

Metodika

1. Odber vzoriek a ich spracovanie. – Odobralo sa vhodné množstvo reprezentatívnej vzorky na jednotlivé metodiky. Pri každom odbere sa odobrala vzorka na petrografický opis. Podľa možnosti sa následne odobrali vzorky aj na analýzu ťažkých minerálov. Miesta odberov vzoriek a ich súradnice GPS sú znázornené na obr. 1 a v tab. 1.

2. Petrografická charakteristika pieskovcov. – Bodovým integrátorom Eltinor 4 sa na každom zhotovenom výbruse napočítalo 510 zrn. V tomto množstve bol identifikovaný matrix, klasty kremeňa (monokryštalický, polykryštalický), živcov (draselný, plagioklas), litických úlomkov (metasedimentárne, magmatické) a akcesórie (zirkón, turmalín, rutil, apatit a i.). Na základe modálneho zloženia sa pieskovce klasifikovali, stanovili sa ich petrofaciálne parametre a bola definovaná tektonická pozícia zdrojovej oblasti.

3. Analýza ťažkých minerálov. – Na analýzu ťažkých minerálov bolo potrebných 3 – 5 kg nekontaminovanej vzorky pieskovca, ktorá sa podvrhla a presitovala na frakciu v rozmedzí 0,09 – 0,25 mm. Z takto pripravenej frakcie sa navážilo 10 g a pomocou bromoformu separovalo na ľahkú a ťažkú frakciu. Po vysušení sa ťažká frakcia pomocou magnetu zbavila magnetických častíc (prevažne úlomkov čelustí z mlynov) a pomocou binokulárnej lupy sa pozorovala asociácia ťažkých minerálov. V každej analyzovanej frakcii sa spočítalo 300 zrn ťažkých minerálov,

Tab. 1. GPS súradnice odberov mladopaleozoických metapieskovcov gemerika.

Hrádocké súvrstvie	Petrovohorské súvrstvie
81/LA – S 48° 40' 792'', V 20° 17' 866'', 556 m n. m.	28/LA – S 48° 45' 101'', V 21° 10' 378'', 548 m n. m.
84/LA – S 48° 35' 508'', V 20° 02' 970'', 340 m n. m.	30/LA – S 48° 46' 335'', V 21° 9' 815'', 407 m n. m.
85/LA – S 48° 34' 403'', V 20° 01' 951'', 478 m n. m.	31/LA – S 48° 46' 230'', V 21° 9' 632'', 475 m n. m.
86/LA – S 48° 35' 066'', V 20° 01' 982'', 565 m n. m.	67/LA – S 48° 56' 029'', V 20° 55' 016'', 420 m n. m.
96/LA – S 48° 40' 903'', V 20° 17' 129'', 701 m n. m.	68/LA – S 48° 56' 059'', V 20° 55' 053'', 385 m n. m.
97/LA – S 48° 40' 911'', V 20° 16' 963'', 760 m n. m.	69/LA – S 48° 56' 028'', V 20° 55' 049'', 402 m n. m.
Rudnianske súvrstvie	78/LA – S 48° 48' 309'', V 21° 06' 888'', 424 m n. m.
42/LA – S 48° 52' 362'', V 20° 41' 371'', 596 m n. m.	79/LA – S 48° 54' 496'', V 20° 53' 335'', 468 m n. m.
43/LA – S 48° 52' 362'', V 20° 41' 262'', 566 m n. m.	Novoveské súvrstvie
54/LA – S 48° 52' 490'', V 20° 41' 259'', 600 m n. m.	57/LA – S 48° 53' 763'', V 20° 31' 217'', 620 m n. m.
55/LA – S 48° 52' 342'', V 20° 41' 392'', 647 m n. m.	64/LA – S 48° 55' 980'', V 20° 50' 599'', 480 m n. m.
56/LA – S 48° 52' 502'', V 20° 43' 190'', 824 m n. m.	66/LA – S 48° 55' 724'', V 20° 51' 328'', 409 m n. m.
71/LA – S 48° 54' 437'', V 20° 58' 357'', 419 m n. m.	Rožňavské súvrstvie
73/LA – S 48° 52' 227'', V 20° 58' 357'', 419 m n. m.	44/LA – S 48° 40' 826'', V 20° 48' 244'', 537 m n. m.
75/LA – S 48° 47' 433'', V 21° 08' 512'', 565 m n. m.	45/LA – S 48° 40' 930'', V 20° 48' 084'', 508 m n. m.
Zlatnícke súvrstvie	46/LA – S 48° 36' 692'', V 20° 08' 806'', 504 m n. m.
58/LA – S 48° 50' 411'', V 20° 23' 921'', 772 m n. m.	47/LA – S 48° 36' 321'', V 20° 09' 045'', 415 m n. m.
98/LA – S 48° 50' 411'', V 20° 23' 999'', 796 m n. m.	48/LA – S 48° 36' 555'', V 20° 6' 348'', 375 m n. m.
99/LA – S 48° 50' 430'', V 20° 23' 943'', 787 m n. m.	49/LA – S 48° 39' 936'', V 20° 29' 335'', 452 m n. m.
Hámorské súvrstvie	59/LA – S 48° 40' 156'', V 20° 46' 246'', 826 m n. m.
29/LA – S 48° 53' 208'', V 21° 0' 339'', 343 m n. m.	60/LA – S 48° 40' 240'', V 20° 46' 312'', 797 m n. m.
32/LA – S 48° 48' 894'', V 20° 19' 928'', 541 m n. m.	94/LA – S 48° 39' 702'', V 20° 46' 620'', 665 m n. m.
33/LA – S 48° 48' 906'', V 20° 19' 918'', 550 m n. m.	Štítnické súvrstvie
34/LA – S 48° 48' 902'', V 20° 19' 874'', 555 m n. m.	8/LA – S 48° 37' 350'', V 20° 21' 766'', 483 m n. m.
50/LA – S 48° 48' 736'', V 20° 19' 430'', 559 m n. m.	9/LA – S 48° 37' 197'', V 20° 21' 807'', 460 m n. m.
51/LA – S 48° 48' 931'', V 20° 19' 694'', 565 m n. m.	10/LA – S 48° 38' 94'', V 20° 17' 842'', 518 m n. m.
52/LA – S 48° 48' 942'', V 20° 19' 669'', 556 m n. m.	11/LA – S 48° 38' 229'', V 20° 17' 842'', 644 m n. m.
53/LA – S 48° 48' 979'', V 20° 19' 726'', 604 m n. m.	12/LA – S 48° 38' 204'', V 20° 17' 960'', 619 m n. m.
87/LA – S 48° 48' 796'', V 20° 18' 918'', 590 m n. m.	13/LA – S 48° 38' 68'', V 20° 18' 370'', 632 m n. m.
88/LA – S 48° 48' 793'', V 20° 18' 973'', 600 m n. m.	14/LA – S 48° 38' 13'', V 20° 18' 499'', 653 m n. m.
Knolské súvrstvie	18/LA – S 48° 38' 000'', V 20° 18' 528'', 659 m n. m.
39/LA – S 48° 51' 103'', V 20° 18' 181'', 987 m n. m.	20/LA – S 48° 37' 904'', V 20° 18' 726'', 598 m n. m.
40/LA – S 48° 51' 152'', V 20° 18' 379'', 948 m n. m.	101/LA – (12/LA) – S 48° 38' 204'', V 20° 17' 960'', 619 m n. m.
41/LA – S 48° 51' 111'', V 20° 18' 400'', 943 m n. m.	102/LA – (19/LA) – S 48° 38' 000'', V 20° 18' 559'', 651 m n. m.

prípadne sa prepočítala celá ťažká frakcia. Štatistické vyhodnotenie zastúpenia jednotlivých ťažkých minerálov poslúžilo na výpočet ZTR-indexu, teda na určenie minerálnej zrelosti pieskovcov a na interpretáciu zdrojových oblastí. ZTR-index vyjadruje pomer zirkónu, turmalínu a rutilu k ostatným priehľadným minerálom v ťažkej frakcii.

4. Mikrosondová analýza (EMPA). – V tejto etape sa stanovilo chemické zloženie horninotvorných a ťažkých minerálov. Na elektrónovom mikroanalýzátore CAMECA SX 100 v ŠGÚDŠ v Bratislave sa analyzovali klastické slúdy (muskovity), novovytvorené slúdy, chlority, draselné živce, plagioklasy a turmalíny. Chemické zloženie sa meralo pri urýchľovacom napätí 15 keV a prúde 20 nA s priemerom lúča 2 až 10 μm . Na meranie uvedených prvkov sa použili nasledujúce štandardy: F – LiF, V – V, Na – albit, Si a Ca – wollastonit, Al – Al_2O_3 , Mg – forsterit, Cl – NaCl, K – ortoklas, Ti – TiO_2 , Fe – fayalit, Mn – rodonit, Ba – barit, Cr – Cr, Ni – Ni, a Sr – SrTiO_3 .

5. Stanovenie stupňa metamorfózy sedimentov. – Chemické zloženie klastických a novovytvorených slúd a chloritov sa využilo na stanovenie P-T podmienok metamorfózy pieskovcov.

Výsledky práce

Petrografická a petrofaciálna charakteristika

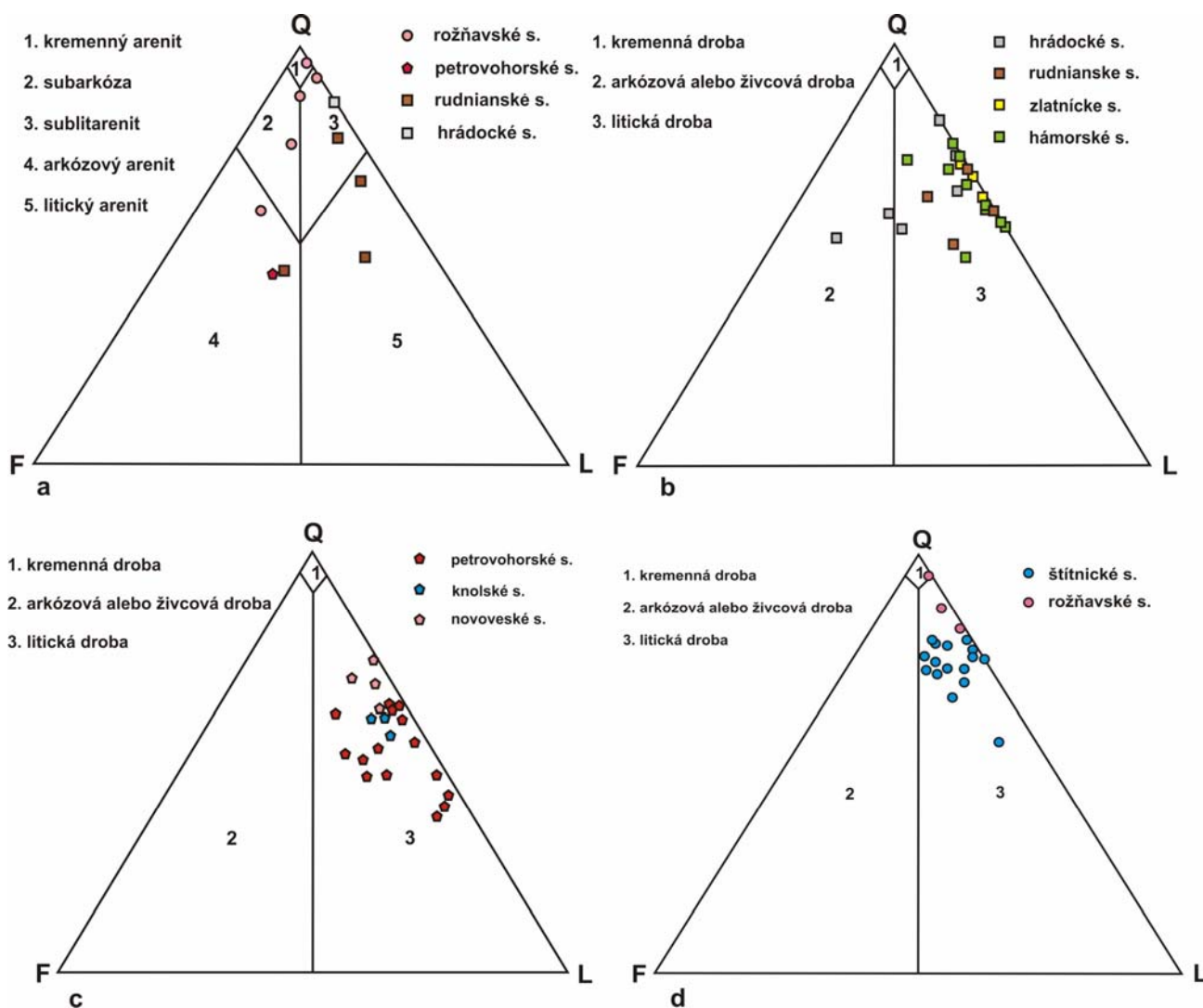
Len päť vzoriek z metapieskovcov severogemeridného karbónu bolo v zmysle Pettijohna et al. (1972) definovaných ako arenity (obr. 2a): metapieskovce hrádockého súvrstvia – sublitarinit (1 vzorka), metapieskovce rudnianskeho súvrstvia – litický arenit (2 vzorky), arkózový alebo živcový arenit (1 vzorka) a sublitarinit (1 vzorka). Obsah matrixu vo väčšine analyzovaných karbónskych metapieskovcov severného gemerika presahoval 15 %. To zaraďuje tieto metapieskovce k drobám. Svojím minerálnym zložením zodpovedajú litickým drobám (22) a arkózovým alebo živcovým drobám (2 vzorky) (obr. 2b). V porovnaní s ostatnými karbónskymi metapieskovcami majú metapieskovce hrádockého súvrstvia zvýšený obsah Qp oproti Qm (pomer $Qp/Qm = 4,3$). Hrádocké metapieskovce sa vyznačujú aj vyšším obsahom živcov (13 %), najmä plagioklasov ($Plg/Kfs = 2,9$). Zaujímavosťou je aj absencia horninových litických úlomkov vo väčšine vzoriek hrádockého súvrstvia. Priemerný obsah klastických slúd však dosahuje hodnotu až 17 %. „Pseudomatrix“ v hrádockých metapieskovcoch dosahuje priemerne 23 %.

Podstatný rozdiel medzi metapieskovcami rudnianskeho súvrstvia a ostatnými pieskovcami dobšinskej skupiny je v obsahu matrixu (priemerne 16,3 %), obsahu živcov (11 %; $Plg/Kfs = 2,1$) a zvýšenej prítomnosti Lvm (priemerne 6,3 %). Obsah klastickej slúdy (tvorená najmä muskovitom) dosahoval v priemere 10 %. Metapieskovce zlatnickeho súvrstvia majú prevažne konštantné minerálne zloženie. Qm dominuje nad Qp ($Qp/Qm = 3,7$), živce nedosahujú ani 1 % a Lsm prevažujú nad Lvm ($Lsm/Lvm = 13,3$). Klastická slúda patrí k dôležitým komponentom a dosahuje 16,4 %. Metapieskovce najmladšieho člena dobšinskej skupiny, hámorského súvrstvia, svojím zložením zodpovedajú litickým drobám. Priemerný obsah pseudomatrixu je 30 %. Najdôležitejšími komponentmi týchto

metapieskovcov sú kremeň a klastická slúda. Obsah kremeňa v hámorských metapieskovcoch dosahuje 66,4 % ($Qm/Qp = 1,7$). V rámci metapieskovcov dobšinskej skupiny je v hámorskom súvrství prítomnosť Qp najmarkantnejšia. Metapieskovce sú obohatené o klastickú slúdu, ktorá v priemere dosahuje obsah až 21,3 %. Prítomnosť živcov je variabilná, ich obsah v priemere však nepresahuje 3 % ($Plg/Kfs = 2,2$). Z litických úlomkov sa vyskytujú prevažne Lsm, a to v množstve 5,6 % ($Lsm/Lvm = 8$). Metapieskovce hámorského súvrstvia sú veľmi bohaté na rozličné akcesórie, prevažne zirkón, turmalín, rutil a apatit (priemerne 3,2 %). Spomedzi metapieskovcov dobšinskej skupiny majú hámorské metapieskovce najvyšší obsah matrixu (30 %).

Z permských metapieskovcov severného gemerika len jeden pieskovec z petrovohorského súvrstvia obsahom matrixu zodpovedá arenitu, konkrétne arkózovému arenitu (obr. 2a). Ostatné metapieskovce knolského, petrovohorského a novoveského súvrstvia obsahom matrixu a minerálnym zložením zodpovedajú litickým drobám (obr. 2c). Knolské metapieskovce majú niekoľkonásobne vyššie zastúpenie Qm (61 %) v porovnaní s Qp (5 %). Zo živcov prevládajú plagioklasy nad draselnými živcami ($Plg/Kfs = 1,7$). V porovnaní s metapieskovcami petrovohorského a novoveského súvrstvia majú litické úlomky sedimentárneho a metasedimentárneho charakteru najnižšie zastúpenie (3,6 %, bez započítania klastických slúd). Priemerný obsah klastických slúd v metapieskovcoch knolského súvrstvia je 16,7 %. Podiel matrixu v metapieskovcoch sa pohybuje okolo 27 %. V petrovohorských pieskovcoch má dominantné zastúpenie Qm (40,2 %; $Qm/Qp = 2,3$). Priemerné zastúpenie živcov v metapieskovcoch nepresahuje 10 % ($Plg = 5,8$ %, $Kfs = 2,5$ %). Výnimku tvorí arkózový arenit, v ktorom obsah živcov presahuje 32 %. Pri klasifikácii pieskovcov hrá dôležitú úlohu prítomnosť litických úlomkov (Lt), pričom v petrovohorských metapieskovcoch dosahuje táto zložka vyše 30 % ($Lvm = 7,1$ %, $Lsm = 14$ %, slúda 11 %). Akcesórie tvoria bežnú súčasť minerálneho zloženia metapieskovcov ($Acc = 2$ %). Napriek prítomnosti jednej vzorky s arenitovým zložením (matrix 5 %) je priemerné zastúpenie matrixu v petrovohorských metapieskovcoch okolo 27 %. Metapieskovce najmladšieho člena krompašskej skupiny, novoveského súvrstvia, svojím minerálnym zložením plne zodpovedajú zloženiu litickej droby. Podobne ako v knolských a petrovohorských metapieskovcoch, hlavným komponentom je kremeň (Qm 58 %, Qp 16 %). Prítomnosť živcov je nízka, priemerne do 5 %, pričom prevládajú plagioklasy nad draselnými živcami. Zastúpenie klastickej slúdy je spomedzi všetkých metapieskovcov krompašskej skupiny najnižšie, v priemere len okolo 7 %. Matrix, podobne ako v predchádzajúcich súvrstviach, tvoria najmä drobnozrné agregáty kremeňa a jemne šupinkovitá novovytvorená svetlá slúda. V priemere dosahuje 28,6 %.

Na základe obsahu základnej hmoty delíme mladopaleozoické metapieskovce južného gemerika na dve skupiny, na arenity a droby. K arenitom patria prevažne metapieskovce rožňavského súvrstvia, konkrétne ku kremennému arenitu (1), subarkóze (2), sublitarinitu (1) a arkózovému arenitu (1) (obr. 2a). Tri metapieskovce rožňavského súvrstvia podľa percentuálneho obsahu matrixu zodpovedajú drobám, kremennej drobe (1) a litickej drobe (2) (obr. 2d).



Obr. 2. Klasifikácia pieskovcov Q-F-L (a – klasifikácia arenitov, b, c, d – klasifikácia dröb). Q – monokryštalický a polykryštalický kremeň, F – plagioklasy a draselné živce, L – litické úlomky (upravené podľa Pettijohna et al., 1972).

Všetky analyzované metapieskovce štítického súvrstvia patria k litickým drobám (obr. 2d). Minerálne zloženie sa v metapieskovcoch rožňavského a štítického súvrstvia líši. Zásadný rozdiel je v pomere monokryštalického (Qm) a polykryštalického kremeňa (Qp). V štítickom súvrství jasne dominuje Qm nad Qp, zatiaľ čo v rožňavskom je tento pomer nižší a v niektorých vzorkách dokonca opačný. Okrem dvoch výnimiek arenitov, živce sa v metapieskovcoch rožňavského súvrstvia nachádzajú v nepatrnom množstve. V štítickom súvrství je obsah živcov markantnejší. Všeobecne platí, že plagioklasy sú zastúpené hojnejšie ako draselné živce. Ďalším podstatným rozdielom medzi metapieskovcami rožňavského a štítického súvrstvia je podiel litických úlomkov. Úlomky vulkanických a metavulkanických hornín v rožňavskom súvrství (najmä v bazálnej časti), na rozdiel od štítického súvrstvia, absentujú. Zastúpenie sedimentárnych a metasedimentárnych úlomkov hornín v pieskovcoch rožňavského a štítického súvrstvia je približne rovnaké. V pieskovcoch štítického súvrstvia je hojnejšie zastúpená aj klastická sľuda a akcesórie (zirkón, turmalín, rutíl, apatit). Matrix metapieskovcov tvoria jemnozrnné agregáty novovytvorenej svetlej sľudy a kremeňa, ktorý vznikol metamorfózou pôvodne

aleuritovo-pelitovej základnej hmoty. V tabuľke 2 je uvedené priemerné percentuálne minerálne zastúpenie (modálne zloženie) a petrofaciálne parametre v jednotlivých analyzovaných pieskovcoch.

Petrofaciálne parametre Qt-F-L a Qm-F-Lt (Dickinson, 1985) poukazujú na predpokladanú zdrojovú oblasť metapieskovcov. V prípade trojuholníkového diagramu Qt-F-L všetky analyzované karbónske metapieskovce severného gemitika zodpovedajú zdrojovej oblasti recyklovaného orogénu (obr. 3a). Diagram Qm-F-Lt detailnejšie rozlišuje oblasť recyklovaného orogénu a člení ju na tri podskupiny. Zdrojovou oblasťou metapieskovcov rudnianskeho, zlatnickeho a hámorského súvrstvia je prechodný typ recyklovaného orogénu. Jedna analýza zlatnickeho súvrstvia poukazuje na oblasť kremenného recyklovaného orogénu a v prípade jedného arenitu rudnianskeho súvrstvia na oblasť zrezaného oblúka. Je to výsledok zvýšeného obsahu živcov. Zaujímavý trend pozorujeme v metapieskovcoch hrádockého súvrstvia. V dôsledku zvýšeného obsahu polykryštalického kremeňa a v troch prípadoch aj živcov obsadili polia určené pre čiastočne zrezané a nezrezané oblúky a oblasť litického recyklovaného orogénu (obr. 3b).

Tab. 2. Priemerné modálne zloženie a petrofaciálne parametre mladopaleozoických metapieskovcov v percentách. Qm – monokryštalický kremeň, Qp – polykryštalický kremeň, Q = Qm + Qp, Plg – plagioklas, Kfs – draselný živec, F = Plg + Kfs, Lvm – úlomky vulkanických a metavulkanických hornín, Lsm – úlomky sedimentárnych, metasedimentárnych a metamorfovaných hornín, L = Lsm + Lvm, Lt = Lsm + Lvm + Qp, Akc. – akcesorické ťažké minerály.

Súvrstvie	hrádocké súvrstvie	rudnianske súvrstvie	zlatnícke súvrstvie	hámorské súvrstvie.	knolské súvrstvie	petrovohorské súvrstvie	novoveské súvrstvie	rožňavské súvrstvie	štítnické súvrstvie
počet analýz	6	8	3	12	3	16	4	8	16
Qm	12	43	54	42	61	40	58	44	60
Qp	54	17	15	24	5	17	16	40	13
Plg	10	7	0	2	3	6	2	5	5
Kfs	3	3	0	1	2	3	1	1	2
Lvm	1	6	1	1	6	7	8	1	7
Lsm	2	12	12	6	4	14	7	3	1
Sľuda	17	10	16	21	17	11	7	4	9
Akc.	1	2	1	3	2	2	1	1	3
Matrix	24	16	24	30	27	27	29	12	42
Qm/Qp	0	3	4	2	13	2	4	2	6
Plg/Kfs	3	2	1	2	2	2	2	2	3
QFL	66 – 13 – 21	60 – 10 – 30	69 – 1 – 30	66 – 3 – 31	66 – 6 – 28	58 – 8 – 34	73 – 4 – 24	84 – 7 – 9	74 – 7 – 19
QmFLt	12 – 13 – 75	43 – 10 – 47	54 – 1 – 45	42 – 3 – 55	61 – 6 – 33	40 – 8 – 52	57 – 4 – 39	44 – 7 – 49	60 – 7 – 33

Na základe petrofaciálnych parametrov Qt-F-L a Qm-F-Lt (Dickinson, 1985; obr. 3c, d) proveniencie permských metapieskovcov severného gemerika zodpovedá zdrojovej oblasti recyklovaného orogénu. Výnimku tvorí jedna arkóza petrovohorského súvrstvia, ktorá modálnym zložením zodpovedá oblasti zrezaného oblúka. Detailnejší diagram Qm-F-Lt rozčlenil recyklovaný orogén na tri podskupiny. Metapieskovce knolského súvrstvia indikujú zdrojovú oblasť kremenného recyklovaného orogénu, petrovohorské metapieskovce majoritne prechodný typ recyklovaného orogénu a novoveské zmiešaný zdroj kremenného až prechodného typu recyklovaného orogénu. Petrovohorská metaarkóza opäť spadá do oblasti zrezaného magmatického oblúka a zdrojovou oblasťou jednej vzorky petrovohorského súvrstvia je zmiešaný typ.

Na základe petrofaciálnych parametrov Qt-F-L predpokladáme, že zdrojovou oblasťou mladopaleozoických metapieskovcov južného gemerika je recyklovaný orogén (obr. 3e). Diskriminačný modálny diagram Qm-F-Lt poukazuje na relatívnu homogenitu metapieskovcov štítnického súvrstvia, ktoré pri analýze obsadzujú najmä pole určené kremennému typu recyklovaného orogénu, respektíve hranicu medzi kremenným a prechodným typom. Modálne zloženie metapieskovcov rožňavského súvrstvia je variabilnejšie a zodpovedá všetkým trom typom recyklovaného orogénu (kremenný, prechodný a litický typ) a v jednom prípade aj zmiešanému typu zdrojovej oblasti (obr. 3f).

Ťažké minerály

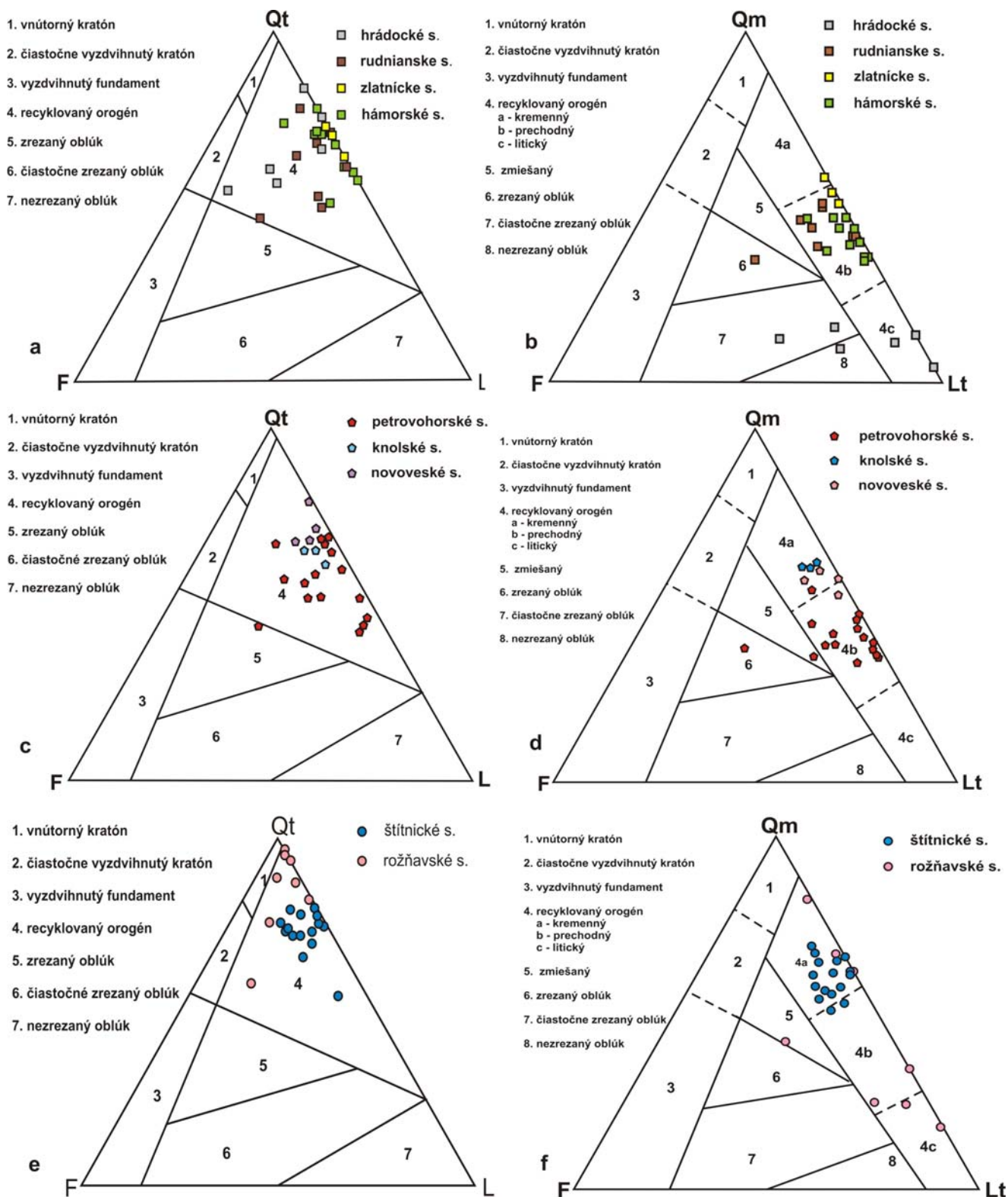
Metapieskovce hrádockého súvrstvia sú minerálne zrelé sedimenty s hodnotami ZTR-indexu v rozsahu 66 až 99. Hlavnými zložkami ťažkej frakcie sú detritické zirkóny

(prevažne ružové, menej bezfarebné) a opracované úlomky turmalínov (hnedé až čierne). Kryštalograficky ohraničené zirkóny (bezfarebné až slabo žlté) boli veľmi ojedinelé. V jednom prípade bol dominantným minerálom rutil, ktorý mal v ťažkej frakcii zastúpenie 78 %.

Rudnianske metapieskovce, podobne ako hrádocké, obsahujú zanedbateľné množstvo kryštalicky obmedzeného zirkónu a, okrem jednej výnimky, aj morfológicky ohraničeného turmalínu. Zastúpenie detritického (opracovaného) zirkónu a turmalínu je variabilné (zirkón od 12 do 71 %, turmalín od 6 do 51 %). V troch prípadoch obsah rutilu dosahoval takmer tretinové zastúpenie z celej ťažkej frakcie. Apatit sa vo frakcii objavoval v rozsahu 4 – 31 %. Hodnoty ZTR-indexu v rozsahu 69 – 96 poukazujú na vysokú minerálnu zrelosť.

Metapieskovce zlatníckeho súvrstvia podľa percentuálneho zastúpenia analyzovaných ťažkých minerálov je podobný hámorským pieskovcom. V oboch prípadoch je zirkón zastúpený najmenej (kryštalický zirkón do 2 %, detritický zirkón od 3 do 18 %). Pieskovce hámorského a zlatníckeho súvrstvia sú výrazne obohatené o turmalíny. Ku kryštalickým turmalínom sa zarátali aj úlomky, na ktorých bolo jasne zachované ohraničenie, k detritickým sa zarátali tie, ktoré mali viditeľné znaky opracovania. Chemické zloženie turmalínov zlatníckych metapieskovcov zodpovedá skupine vakantných turmalínov (skoryl, resp. skoryl/feruvit). V hámorských metapieskovcoch sa zistili turmalíny alkalickej skupiny (dravit) (Laurinc, 2012). Obsah rutilu nepresiahol 10 %, podobne obsah apatitu (do 4 %). ZTR-indexy v rozsahu 96 – 98 opäť poukazujú na vysokú minerálnu zrelosť analyzovaných metapieskovcov.

Ťažká frakcia metapieskovcov knolského súvrstvia bola pri oboch študovaných vzorkách odlišná. Napriek tomu sú metapieskovce knolského súvrstvia minerálne zrelé se-



Obr. 3. Diagramy Qt-F-L (a, c, e) a Qm-F-Lt (b, d, f) znázorňujúce tektonickú pozíciu zdrojových oblastí pieskovcov (upravené podľa Dickinsona, 1985).

dimenty so ZTR-indexom vyšším ako 90. Ťažká frakcia bola chudobná na morfológicky ohraničené zrná tak zirkónov, ako aj turmalínov. Hlavný rozdiel medzi študovanými vzorkami bol v zastúpení detritického zirkónu a rutilu. Prvá vzorka sa dá považovať za výlučne rutilovú (67 %). V porovnaní s inými vzorkami dominantné minerály ako detritický turmalín a detritický zirkón v nej dosahovali

spoločne len 21 %. Druhá vzorka je, naopak, najmä zirkónovo-turmalínová (79 %) a obsah rutilu dosahuje len 12 %. Chemické zloženie turmalínu poukazuje najmä na skupinu alkalických, menej na skupinu vakantných turmalínov s prevažne skorylovým zložením.

V metapieskovcoch petrovohorského súvrstvia sa morfológicky ohraničené zrná zirkónov a turmalínov vyskytujú

iba akcesoricky, prevažná časť z nich je opracovaná, detritická. ZTR-index sa pohybuje od hodnoty 69 (arkózový arenit) až do 90, čo svedčí o vysokej minerálnej zrelosti. Zastúpenie indexových minerálov je variabilné. Detritický (opracovaný) zirkón sa vyskytoval v množstve 11 – 53 %. V petrovohorských metapieskovcoch v porovnaní s ostatnými súvrstviami, či už krompašskej, ochtinskej, dobšinskej alebo gočaltovskej skupiny, sa vyskytovali viditeľné najdrobnejšie zirkóny, čo výrazne sťažovalo analýzu ťažkých minerálov. Variabilné zastúpenie sa zaznamenalo aj v prípade detritických turmalínov (7 – 63 %). Turmalíny svojím chemickým zložením zodpovedajú alkalickému dravitu.

Metapieskovce novoveského súvrstvia sú svojou minerálnou asociáciou a zastúpením v ťažkej frakcii veľmi podobné. Hodnoty ZTR-indexu 84 – 88 svedčia o vysokej minerálnej zrelosti. Hlavné minerály v ťažkej frakcii boli detritické zirkóny (zastúpenie okolo 40 %), detritické turmalíny (okolo 26 %) a klasty rutilu (okolo 19 %). Podobne ako v turmalínoch petrovohorských metapieskovcov, aj v turmalínoch metapieskovcov novoveského súvrstvia pozorujeme alkalické dravity. Apatit mal približne 14-percentný podiel na celkovej asociácii študovaných ťažkých minerálov.

Aj v prípade mladopaleozoických metapieskovcov južného gemerika hodnoty ZTR-indexu poukazujú na ich vysokú minerálnu zrelosť. V rožňavskom súvrství obsah kryštalického zirkónu nepresahuje 9 %. Hlavné minerály ťažkej frakcie sú detritické zirkóny a turmalíny, prípadne kryštalograficky obmedzené turmalíny. Podľa chemického zloženia turmalíny zodpovedajú skupine alkalických, menej vápenatých turmalínov (skoryl až feruvit). Priemerné zastúpenie rutilu bolo okolo 10 %. Vysoké hodnoty ZTR-indexu v rozsahu 88 – 99 poukazujú na vysokú minerálnu zrelosť pieskovcov rožňavského súvrstvia.

Ťažkú frakciu pieskovcov štítnického súvrstvia zastupuje detritický zirkón a turmalín a v jednom prípade aj rutil. Na rozdiel od turmalínov rožňavských metapieskovcov, v prípade štítnických ide majoritne o alkalickú skupinu s dravitovým, menej skorylovým zložením (Laurinc, 2012). Aj metapieskovce štítnického súvrstvia sú vysoko minerálne zrelé sedimenty s rozsahom ZTR-indexu od 78 do 90. Priemerné percentuálne zastúpenie analyzovaných ťažkých minerálov jednotlivých súvrství, ako aj vypočítaná hodnota ZTR-indexu sú uvedené v tab. 3.

Stupeň metamorfózy

Asociáciu metamorfnych minerálov v mladopaleozoických metapieskovcoch gemerika tvoria muskovit (sericit) + chlorit (novovytvorený) + albit (novovytvorený) + kalcit (v medzizrnovom priestore a ako relikty premeny plagioklasov) v asociácii s kremeňom, čo predstavuje nízky stupeň premeny. Výrazné chemické zmeny počas zvetrávania v zdrojovej oblasti, ako aj v priebehu transportu, sedimentácie a neskoršej diagenézy a nízkej metamorfózy dokladujú zmeny v chemickom zložení detritických minerálov, napr. klastických slúd (metamorfované okraje vs. jadro), plagioklasov (výrazná albitizácia a karbonatizácia), ako aj vysoké hodnoty chemických indexov zvetrávania (prevažne vysoký stupeň chemického zvetrávania a stredná až totálna premena živcov). Distribúcia živcov v metapieskovcoch bola vplyvom transportu, erózie a diagenetických

procesov značne ochudobnená. Hlavne počas diagenézy boli klasty Na-Ca živcov nestabilné a dochádzalo k odnosu Ca^{2+} . Majoritná časť analyzovaných plagioklasov bola počas týchto procesov takmer úplne albitizovaná. EMPA analýzy detritických plagioklasov potvrdili nízke percento zachovania anortitovej zložky, a to iba v centrálnych častiach klastov. Ich okrajové časti boli úplne albitizované. Najvyššie percento anortitovej zložky si zachovali plagioklasy metapieskovcov z rudnianskeho (26 *apfu*) petrovohorského (8,8 *apfu*) a štítnického (13 *apfu*) súvrstvia. V ostatných mladopaleozoických súvrstviach gemerika bola nameraná anortitová zložka neprekračujúca 5 *apfu*. V prípade plagioklasov rudnianskych metapieskovcov a ich vyššej anortitovej zložky možno uvažovať o zásadnom vplyve prítomných úlomkov bázických hornín a nižšom stupni recyklicity detritu (Laurinc, 2012).

Chemické zloženie metamorfovaných okrajov detritických slúd a novovytvorených slúd použité ako geobarometer metódou vypracovanou Guidottim a Sassim (1976, 1986) poukazujú na metamorfne prepracovanie (alpínske) okrajov klastických slúd. Vypočítané parametre b_o jadier detritických muskovitov z karbónskych metapieskovcov zodpovedajú 9,004 až 9,009 Å, permských metapieskovcov severného gemerika 9,009 až 9,014 Å a permských metapieskovcov južného gemerika 9,017 až 9,019 Å. Svedčí to o stúpaní tlaku od najstarších členov k mladším, no stále ide len o nízky tlak. Hodnoty b_o metamorfovaných okrajov klastických slúd sú takéto: severogemeridný karbón 9,004 až 9,020 Å, severogemeridný perm 9,021 až 9,025 Å, juhogemeridný perm 9,015 až 9,019 Å. Tieto hodnoty indikujú hranicu nízkeho až stredného tlaku. Z novovytvorených svetlých slúd (sericitov) v epimatrixe sa vypočítali nasledujúce hodnoty: severogemeridný karbón 9,006 až 9,013 Å, severogemeridný perm 9,012 až 9,033 Å, juhogemeridný perm 9,021 až 9,024 Å. Z uvedených výsledkov vyplýva, že nízkostupňová premena mladopaleozoických sedimentov gemerika prebiehala počas alpínskych horotvorných procesov pri nízko- až strednostupňovom tlaku. V tabuľke 4 sú uvedené spriemerované hodnoty b_o z jednotlivých súvrství.

Prítomnosť metamorfovaného chloritu v mladopaleozoických metapieskovcoch gemerika sa využila na určenie teplotných podmienok. Chlorit je bežný produkt veľmi nízkostupňovej až strednej metamorfózy, ale aj hydrotermálnej alterácie a diagenézy. Má široký genetický rozsah. Variabilné chemické zloženie chloritov zaznamenáva informácie o fyzikálnych a chemických podmienkach ich vzniku. Chemickú variabilitu chloritov ovplyvňuje chemické zloženie celej horniny, asociácia koexistujúcich minerálov a ich kryštalová štruktúra (Xie et al., 1997). Brown a Bailey (1962) zaznamenali širokú koreláciu medzi Al^{IV} a pomerom $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ pri chloritoch z rôznych vzoriek a geologických pozícií. Štruktúrny vzorec chloritov prepočítavali na $O_{20}(OH)_{16}$ a Fe_{tot} zamieňali za Fe^{2+} . Chemické komponenty dôležité na zistenie pravdepodobnej teploty kryštalizácie chloritov sú Si, Al, Fe a Mg. Foster (1962) si všimol, že v metamorfovaných chloritoch je zastúpenie Al^{IV} v porovnaní s Al^{VI} vyššie. Hillier a Velde (1991) zase štúdiom potvrdili hojnejšie zastúpenie Al^{VI} v diagenetických chloritoch. Z toho vyplývalo, že so stúpajúcou teplotou stúpa aj obsah Al^{IV} a klesá obsah Al^{VI} , čo je v súlade so zistením Cathlineaua a Nievu (1985). Problematike vý-

Tab. 3. Priemerné percentuálne zastúpenie ťažkých minerálov v ťažkej frakcii metapieskovcov a ZTR-index. Zrn – zirkón, kryštalograficky ohraničený alebo detritický, Tur – turmalín, kryštalograficky ohraničený alebo detritický, Rt – rutil, Ap – apatit.

	Počet analýz	Zrn (kryšt.)	Zrn (detr.)	Tur (kryšt.)	Tur (detr.)	Rt	Ap	ZTR- index %
hrádocké súvrstvie	5	1	30	7	25	19	17	83
rudnianske súvrstvie	7	2	33	4	31	19	13	87
zlatnícke súvrstvie	1	2	18	27	45	4	4	96
hámorské súvrstvie	3	1	7	45	37	8	2	98
knolské súvrstvie	2	0	32	1	19	40	8	92
petrovohorské súvrstvie	11	1	28	2	28	23	18	82
novoveské súvrstvie	2	1	40	1	26	19	14	86
rožňavské súvrstvie	7	3	29	23	30	9	7	93
štítnické súvrstvie	4	2	46	3	21	14	14	86

Tab. 4. Priemerné hodnoty parametrov b vypočítané na základe chemického zloženia muskovitov z mladopaleozoických metapieskovcov gemerika ($v \text{ \AA}$), $b = 6x(d_{331,060})$.

Súvrstvia	Typ slúdy	b vs. Fe + Mg	b vs. Al	b vs. Si	Na/Na + K	Počet analýz
hrádocké súvrstvie	klastická slúda	9,007	9,01	9,014	0,155	5
	novovytvorená slúda	9,008	9,011	9,018	0,142	3
rudnianske súvrstvie	klastická slúda	9,009	9,011	9,013	0,09	15
	met. okraj	9,02	9,02	9,024	0,031	6
	novovytvorená slúda	9,013	9,02	9,032	0,06	5
zlatnícke súvrstvie	klastická slúda	9,004	9,007	9,014	0,166	11
	met. okraj	9,02	9,022	9,025	0,049	4
	novovytvorená slúda	9,006	9,015	9,031	0,064	2
hámorské súvrstvie	klastická slúda	9,007	9,008	9,012	0,259	32
	met. okraj	9,004	9,007	9,013	0,286	8
	novovytvorená slúda	9,006	9,011	9,019	0,141	15
knolské súvrstvie	klastická slúda	9,009	9,01	9,013	0,134	16
	met. okraj	9,025	9,021	9,024	0,102	4
	novovytvorená slúda	9,012	9,012	9,015	0,11	5
petrovohorské súvrstvie	klastická slúda	9,013	9,013	9,016	0,137	12
	met. okraj	9,021	9,018	9,02	0,052	7
	novovytvorená slúda	9,019	9,022	9,031	0,099	7
novoveské súvrstvie	klastická slúda	9,014	9,016	9,02	0,108	13
	met. okraj	9,023	9,024	9,029	0,06	4
	novovytvorená slúda	9,033	9,03	9,036	0,029	9
rožňavské súvrstvie	klastická slúda	9,019	9,017	9,019	0,667	15
	met. okraj	9,019	9,019	9,022	0,063	5
	novovytvorená slúda	9,021	9,02	9,023	0,072	15
štítnické súvrstvie	klastická slúda	9,017	9,017	9,021	0,011	20
	met. okraj	9,015	9,015	9,02	0,132	11
	novovytvorená slúda	9,024	9,025	9,033	0,081	29

počtu kryštalizačnej teploty chloritov sa venovalo viacero autorov. Cathalinea a Nieva (1985) navrhli empirický chloritový termometer, ktorý kalibrovali s údajmi z geotermálneho systému v Los Azufres v Mexiku. Neskôr bol tento termometer upravený a prekalibrovaný podľa údajov z geotermálneho systému v Salton Sea (Cathalinea, 1988). V tabuľke 5 sú uvedené hodnoty vypočítanej priemernej teploty z jednotlivých súvrství mladopaleozoických pieskovcov gemerika. Znázornená je najnižšia zaznamenaná teplota, najvyššia teplota a vypočítaná priemerná teplota podľa Cathalinea (1988) a Jowetta (1991). Hodnoty priemer-

nej teploty z jednotlivých karbónskych pieskovcov severného gemerika sú takéto: hrádocké súvrstvie 368,9 °C (1) a 373,2 °C (2), rudnianske súvrstvie 318,9 °C (1) a 321,2 °C (2), hámorské súvrstvie 369,9 °C (1) a 376,8 °C (2). Hodnoty priemernej teploty metamorfózy metapieskovcov knolského súvrstvia sú 332,7 °C (1) a 336 °C (2), petrovohorského súvrstvia 346,3 °C (1) a 348,6 °C (2) a novoveského súvrstvia 339,9 °C (1) a 344,5 °C (2). Priemerné hodnoty teploty metamorfnej rekryštalizácie metapieskovcov rožňavského súvrstvia sú 365,9 °C (1) a 375,2 °C (2) a metapieskovcov štítnického súvrstvia 332,5 °C (1)

Tab. 5. Priemerná teplota vypočítaná na základe chemického zloženia novovytvorených chloritov z mladopaleozoických metapieskovcov gemerika. 1 – výpočet podľa Cathalinea (1988), 2 – výpočet podľa Jowetta (1991).

Súvrstvie	T min v C° (1)	T max v C° (1)	Priemer (1)	T min v C° (2)	T max v C° (2)	Priemer (2)	Počet analýz
hrádocké súvrstvie	359,9	385,2	368,9	364,4	377,8	373,2	6
rudnianske súvrstvie	300,9	341,1	318,9	300	345,1	321,2	6
hámorské súvrstvie	321,4	395,2	369,9	330,4	404,7	376,8	21
knolské súvrstvie	299,6	396,7	332,7	301,7	404,5	336	9
petrovohorské súvrstvie	284,3	394,5	346,3	280,6	402,4	348,6	11
novoveské súvrstvie	280,3	386,2	339,9	268,7	394,1	344,5	6
rožňavské súvrstvie	338,9	386,1	365,9	347,7	395,2	375,2	8
štítické súvrstvie	300	366,1	332,5	300,3	372,7	335,4	13

Tab. 6. Chemické zloženie reprezentatívnych novovytvorených chloritov mladopaleozoických metapieskovcov gemerika, prepočítané na 36 kyslíkov.

Súvrstvie	Hrádocké súvrstvie			Rudnianske súvrstvie			Hámorské súvrstvie			Knolské s súvrstvie		
	81/LA	81/LA	81/LA	42/LA	42/LA	42/LA	29/LA-A	51/LA	LA/87	41/LA	40/LA	40/LA
Analýza	ana5	ana6	ana7	ana4	ana3	ana8	ana2	ana3	ana1	ana5	ana2	ana5
SiO ₂	25,33	25,38	25,44	29,01	26,56	27,47	24,87	24,64	24,46	29,16	27,95	27,85
TiO ₂	0,04	0,05	0,09	0,99	0,03	1,59	0,01	0,01	0,00	0,03	0,03	0,03
Al ₂ O ₃	22,35	22,30	22,85	18,72	21,96	19,28	23,12	22,99	22,34	23,07	21,83	21,19
FeO	24,34	23,75	24,37	21,71	23,68	23,42	28,65	29,40	30,38	19,03	20,67	20,47
MnO	0,18	0,18	0,20	0,08	0,09	0,13	0,50	0,10	0,25	0,13	0,14	0,08
MgO	14,55	14,58	14,83	15,71	15,27	15,38	11,11	10,65	10,03	16,49	17,50	17,87
CaO	0,02	0,03	0,02	0,20	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00
Na ₂ O	0,00	0,17	0,01	0,05	0,03	0,04	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,02
K ₂ O	0,01	0,05	0,02	0,34	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,72	0,15	0,05
Cl	0,01	0,03	0,03	0,09	0,01	0,04	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Cr ₂ O ₃	0,04	0,00	0,03	0,20	0,06	0,05	0,03	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,05	0,00	0,01	0,00	0,01	0,03	0,02
Spolu	86,87	86,53	87,87	87,14	87,69	87,65	88,32	87,82	87,48	88,68	88,35	87,59
Si	2,67	2,68	2,65	2,98	2,75	2,84	2,64	2,63	2,65	2,88	2,82	2,83
Fe/(Fe + Mg)	0,484	0,477	0,480	0,44	0,47	0,46	0,59	0,61	0,63	0,39	0,40	0,39

Súvrstvie	Petrovohorské súvrstvie			Novoveské súvrstvie			Rožňavské súvrstvie			Štítické súvrstvie		
	28/LA-A	30/LA-C	31/LA	57/LA	57/LA	66/LA	44/LA	46/LA-B	46/LA-B	4/LA	5/LA	6/LA
Analýza	ana1	ana5	ana1	ana2	ana5	ana3	an4	an1	an6	ana11	ana21	ana4
SiO ₂	29,44	26,83	26,45	28,87	27,29	31,83	25,80	24,84	24,08	28,10	28,45	26,66
TiO ₂	0,04	0,04	0,02	0,04	0,02	0,01	0,09	0,12	0,00	0,02	0,03	0,06
Al ₂ O ₃	21,10	22,47	23,35	22,12	21,11	23,72	21,52	21,45	22,30	20,32	20,04	21,45
FeO	11,31	27,94	19,33	21,42	23,71	5,63	30,59	30,49	30,74	18,90	18,88	20,40
MnO	0,07	0,44	0,05	0,10	0,09	0,05	0,16	0,10	0,05	0,07	0,04	0,08
MgO	25,23	9,85	17,86	14,32	15,55	25,63	9,80	10,00	9,84	20,49	20,90	19,10
CaO	0,00	0,21	0,00	0,02	0,01	0,13	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00
Na ₂ O	0,01	0,04	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,03	0,03	0,00	0,00	0,01
K ₂ O	0,03	0,12	0,00	0,91	0,13	0,56	0,37	0,12	0,08	0,02	0,01	0,02
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01
Cr ₂ O ₃	0,04	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,04	0,00	0,02	0,02	0,04	0,04
NiO	0,10	0,05	0,05	0,01	0,02	0,02	0,00	0,02	0,03	0,00	0,03	0,00
Spolu	87,36	87,99	87,13	87,83	87,96	87,61	88,39	87,17	87,23	87,95	88,04	88,19
Si	2,86	2,81	2,69	2,92	2,81	2,95	2,75	2,70	2,62	2,83	2,77	2,80
Fe/(Fe + Mg)	0,20	0,61	0,38	0,46	0,46	0,11	0,64	0,63	0,64	0,34	0,53	0,44

a 335,4 °C (2). Chemické zloženie reprezentatívnych klasických slúd, ich metamorfovaných okrajov a novovytvorených slúd, ako aj novovytvorených chloritov je uvedené v tab. 6 a tab. 7.

Diskusia a závery

Mladopaleozoické metapieskovce severného gemerika na základe minerálneho zloženia a obsahu matrixu patria prevažne k skupine metadrôb, predovšetkým k litickým, ojedinele k živcovým metadrôbám. Len sporadicky sú zastúpené dobre štruktúrne vytriedené metapieskovce patriace k arkózovým (živcovým) arenitom, litickým arenitom a sublitenitom. Mladopaleozoické metapieskovce južného gemerika klasifikujeme prevažne ako litické droby (všetky analýzy štítnického súvrstvia), menej ako arkózové arenity, subarkózy, kremenné arenity a droby a sublitenity.

Petrofaciálne parametre Qt-F-L metapieskovcov ochtinskej a dobšinskej skupiny ako zdrojovú oblasť určujú jednoznačne recyklovaný orogén. Parametre Qm-F-Lt hrádokových metapieskovcov vymedzujú ako ich zdrojovú oblasť litický recyklovaný orogén a čiastočne zrezaný a nezrezaný oblúk. Metapieskovce dobšinskej skupiny, okrem jednej výnimky, rudnianskeho súvrstvia (zrezaný oblúk) generálne zodpovedajú prechodnému typu recyklovaného orogénu. Petrofaciálne parametre Qt-F-L metapieskovcov krompašskej skupiny určujú ako ich zdrojovú oblasť taktiež recyklovaný orogén. Na základe parametrov Qm-F-Lt knolské a novoveské metapieskovce zodpovedajú kremennému recyklovanému orogénu. Petrovohorské metapieskovce svojím minerálnym zložením indikujú prechodný typ recyklovaného orogénu. Výnimkou je živcový arenit z petrovohorského súvrstvia indikujúci zrezaný magmatický oblúk, čo odzrkadľuje pravdepodobne lokálny granitový zdroj v znosovej oblasti. Petrofaciálne parametre Qt-F-L a Qm-F-Lt ako zdrojovú oblasť pieskovcov jasne určujú recyklovaný orogén. Zatiaľ čo v prípade štítnických pieskovcov je to najmä kremenný recyklovaný orogén, pri rožňavských pieskovcoch sú to všetky tri typy recyklovaného orogénu – kremenný, prechodný a litický.

Petrofaciálnou analýzou mladopaleozoických metapieskovcov gemerika bol ako zdrojová oblasť určený recyklovaný orogén (prevažne prechodný typ). Pre túto oblasť sú typické dve petrofácie (Dickinson, 1985): 1. kremenná petrofácia, v ktorej dominuje monokryštalický kremeň s menším množstvom polykryštalického kremeňa a živcov, pričom draselné živce prevládajú; 2. kvarcolitická petrofácia, v ktorej prevláda zmiešaný detrit monokryštalického a polykryštalického kremeňa a úlomkov sedimentárnych/metasedimentárnych hornín s nízkym obsahom živcov a úlomkov vulkanitov a metavulkanitov. Pre tieto petrofácie je typické prevládanie Qm nad Qp. V porovnaní s prácami Ingersolla a Packera (1992), Crittelliho a Ingersolla (1995), Crittelliho et al. (1995) a Garzantiho et al. (1996) je v mladopaleozoických metapieskovcoch gemerika podstatne vyšší obsah úlomkov sedimentárnych a metasedimentárnych hornín, vyšší obsah polykryštalického kremeňa a niekoľkonásobne nižší obsah živcov. Pieskovce s podobným zložením (absencia živcov, prevaha Lsm nad Lvm) boli opísané z oblasti Quachita Mountains a z panvy Black Warrior (Graham et al., 1976). Tieto sedimenty vznikali v predpolí mohutného pensylvánskeho orogénu

Quachita (periférny „foreland“ bazén), ktorý je časovým ekvivalentom európskych variských orogénnych systémov.

V kontraste s minerálnym zložením metapieskovcov hodnoty ZTR-indexu (od 73 do 99) indikujú vysokú minerálnu zrelosť. Predpokladom je recyklácia z predkarbónskych a prekambriických zdrojových oblastí (Vozárová, 2011a, b), ako aj postupné obohacovanie mladopaleozoických sedimentov o stabilné ťažké minerály v dôsledku intrastratálneho rozpúšťania. Minerálna asociácia ťažkých minerálov, tvorená prevažne dokonale zaoblenými zrnami zirkónu, turmalínu a rutilu, predstavuje zrelý kontinentálny zdroj. V prípade detritických, dokonale opracovaných ružových až červených zirkónov (vyskytli sa aj metamikténé), rutilu a turmalínu sa predpokladá magmatický, ale aj vysoko metamorfovaný zdroj (amfibolity, ruly a eklogity). Viditeľné lemy na okrajoch detritických zrn, či už zirkónov alebo turmalínov, poukazujú na predpokladanú recykláciu detritu. Kryštalograficky obmedzené zrná zirkónov a turmalínov, prevažne asociované s apatitom a neopracovanými zrnami ilmenitu a magnetitu, reprezentujú synsedimentárny vulkanicko-magmatický zdroj.

Matrix mladopaleozoických metapieskovcov gemerika je tvorený jemnozrnným agregátom svetlej sludy a kremeňa, ktorý vznikol metamorfózou pôvodne aleuritovo-pelitového materiálu v základnej hmote a z ílových produktov intrastratálneho rozpúšťania nestabilných zložiek v detrite, najmä živcov a vulkanických úlomkov. V zmysle Dickinsona (1970) ide o epimatrix. Výnimku tvoria len kremenné arenity rožňavského súvrstvia, kde matrix tvoria prevažne jemnozrnejšie agregáty kremeňa. Asociáciu metamorfických minerálov v mladopaleozoických metapieskovcoch gemerika tvoria: muskovit (sericit) + chlorit (novovytvorený) + albit (novovytvorený) + kalcit (v medzizrnovom priestore a ako relikty premeny plagioklasov) v asociácii s kremeňom, čo predstavuje nízky stupeň premeny. Chemické zloženie metamorfovaných okrajov detritických slúd a novovytvorených slúd použité ako geobarometer metódou vypracovanou Guidottim a Sassim (1976, 1986) poukazuje na metamorfne prepracovanie (alpínske) okrajov klastických slúd. Vypočítané parametre bo jadier detritických muskovitov z karbónskych metapieskovcov majú hodnoty 9,004 až 9,009 Å, permských metapieskovcov severného gemerika 9,009 až 9,014 Å a permských metapieskovcov južného gemerika 9,017 až 9,019 Å. To svedčí o stúpaní tlaku od najstarších po mladšie členy, no stále ide o nízky tlak. Hodnoty bo metamorfovaných okrajov klastických slúd sú takéto: severogemeridný karbón 9,004 až 9,02 Å, severogemeridný perm 9,021 až 9,025 Å, juhogemeridný perm 9,015 až 9,019 Å. Tieto hodnoty indikujú hranicu nízkeho až stredného tlaku. Z novovytvorených svetlých slúd (sericitov) v epimatrixe boli vypočítané nasledujúce hodnoty: severogemeridný karbón 9,006 až 9,013 Å, severogemeridný perm 9,012 až 9,033 Å, juhogemeridný perm 9,021 až 9,024 Å. Z uvedených výsledkov vyplýva, že nízkostupňová premena mladopaleozoických sedimentov gemerika prebiehala počas alpínskych horotvorných procesov pri nízko- až strednostupňovom tlaku. Teplota metamorfnej rekryštalizácie vypočítaná na základe chloritového termometra (podľa Cathelineau, 1988) sa pohybovala v rozsahu 319 – 370 °C. Chloritový termometer použili aj Vozárová a Rojkovič (2000) v štítnických metasedimentoch. Vypočítaná teplota sa pohybovala v roz-

MgO	0,84	0,62	0,57	0,98	1,80	0,53	0,91	2,03	1,34	1,58	2,10	0,36	0,55	2,03	1,56	0,60	2,73	1,54											
CaO	0,01	0,03	0,01	0,02	0,02	0,01	0,04	0,03	0,00	0,01	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01											
Na ₂ O	0,99	1,35	1,79	1,88	0,20	2,27	0,38	0,33	1,12	0,67	0,44	1,42	1,44	0,48	0,25	0,99	0,15	1,36											
K ₂ O	9,64	9,27	8,38	8,44	10,64	7,78	10,80	10,35	9,56	9,38	9,83	9,08	8,81	9,76	10,37	9,60	10,39	8,71											
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00											
Cl	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01											
NiO	0,00	0,00	0,02	0,01	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00											
Spolu	93,70	93,99	95,30	94,67	94,78	95,66	94,80	94,75	95,46	94,83	94,91	95,27	95,33	94,24	94,47	94,25	95,29	95,11											
Mg-Li	0,08	0,06	0,06	0,10	0,18	0,05	0,09	0,20	0,13	0,16	0,21	0,04	0,05	0,20	0,16	0,06	0,27	0,15											
Fe-Al	-1,75	-1,78	-1,80	-1,75	-1,61	-1,82	-1,71	-1,53	-1,63	-1,58	-1,44	-1,87	-1,84	-1,52	-1,53	-1,80	-1,41	-1,77											
Štítnické súvrstvie																													
Novoveské súvrstvie										Rožňavské súvrstvie																			
1										2										3									
Vzorka	57/LA	57/LA	57/LA	66/LA	57/LA	57/LA	44/LA	44/LA	44/LA	44/LA	44/LA	46/LA-A	1/LA	5/LA	4/LA	4/LA	4/LA	4/LA	3										
Analýza	ana2	ana6	ana11	ana11	ana4	ana5	ana1	ana3	ana2	ana7	ana10	ana7	ana17	ana5	ana14	ana2	ana7	ana6	ana7										
SiO ₂	46,65	46,46	48,00	46,91	50,23	48,48	46,20	48,62	49,40	48,35	49,70	45,41	46,76	47,53	49,12	49,12	48,97	51,87	53,02										
TiO ₂	0,37	0,28	0,45	0,15	0,17	0,12	0,12	0,39	0,06	0,29	0,24	0,43	0,25	0,97	0,15	0,15	0,16	0,14	0,13										
Al ₂ O ₃	35,68	33,73	33,03	32,45	30,07	29,04	28,95	28,57	31,35	29,18	27,06	33,34	32,94	33,70	27,65	27,65	29,44	28,24	27,16										
Cr ₂ O ₃	0,05	0,00	0,04	0,00	0,03	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,03	0,00	0,04	0,01	0,06	0,05	0,02	0,00	0,00										
FeO	0,99	2,90	1,83	4,52	3,95	3,72	5,50	3,48	2,07	2,95	3,97	3,14	2,92	1,78	3,62	4,02	4,33	2,55	2,55										
MnO	0,01	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,05	0,03	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,05	0,00	0,00										
MgO	0,59	0,72	1,60	0,37	1,97	2,05	2,40	1,93	1,77	1,83	2,07	0,60	1,04	0,89	2,73	2,28	2,95	3,66	3,66										
CaO	0,02	0,02	0,06	0,04	0,00	0,04	0,00	0,01	0,02	0,04	0,03	0,01	0,01	0,01	0,04	0,00	0,02	0,00	0,00										
Na ₂ O	1,45	1,71	1,04	0,33	0,34	0,34	0,15	0,16	0,27	0,16	0,11	0,30	0,96	0,47	0,17	0,14	0,37	0,14	0,14										
K ₂ O	9,04	8,84	9,30	10,25	8,94	10,39	11,00	10,89	10,47	10,90	10,66	10,87	8,68	10,52	10,85	10,64	8,22	9,42	9,42										
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,23	0,24	0,00	0,10	0,15	0,15										
Cl	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01										
NiO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,02	0,03	0,00	0,02	0,00	0,06	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00										
Spolu	94,86	94,66	95,38	95,04	95,73	94,20	94,42	94,14	95,46	93,74	93,88	94,14	93,62	96,17	94,63	95,76	96,36	96,25	96,25										
Mg-Li	0,06	0,07	0,16	0,04	0,19	0,21	0,25	0,20	0,18	0,19	0,07	-0,02	0,08	0,22	0,03	0,06	0,27	0,32	0,32										
Fe-Al	-1,81	-1,61	-1,63	-1,50	-1,44	-1,41	-1,22	-1,39	-1,61	-1,46	-1,57	-1,77	-1,74	-1,35	-1,63	-1,66	-1,34	-1,42	-1,42										

sahu od 292,2 až do 365,2 °C. Tieto výsledky plne zodpovedajú našim zisteným hodnotám, pretože uvedené hodnoty sú priemerom všetkých vypočítaných hodnôt teploty tohto súvrstvia. Rozsah teplôt vypočítaných z chloritov štítnických metapijeskovcov je 300,1 – 366,1 °C, čo plne korešponduje s výsledkami Vozárovej a Rojkoviča (2000). Šucha a Eberl (1992) pri určovaní teploty jemnozrnného sedimentu zo štítnického súvrstvia použili ako termometer Küblerov index. Teplota 200 – 250 °C však nezodpovedá ani najnižšej teplote, ktorú sme vypočítali.

Karbónsko-permské metapijeskovce severného gemerika boli súčasťou sedimentárnych sekvencií, ktoré tvorili výplň sedimentačných bazénov, geneticky spojených so vznikom variskej kolíznej sutúry. Jej reliktu sú zachované v severogemeridnej jednotke. Ich vznik bol časovo zviazaný s postupným vývojom a konsolidáciou kolíznej sutúry od mississippu až po perm. Najstaršie, turnénsko-visénske pieskovce hrádokého súvrstvia majú sedimentologické znaky hlbokovodných turbiditových sedimentov, ktoré podľa interpretácie Vozárovej a Vozára (1988) vznikali vo zvyškovom oceánskom bazéne. V celom komplexe sú nepravidelne rozmiestnené olistolity antigoritických serpentinitov rôznej veľkosti. Potvrzuje to prítomnosť fragmentov polámanej oceánskej kôry (Vozárová, 1996). Z hľadiska takejto interpretácie mississippický sedimentačný bazén bol „synorogénny“ typ bazénu, reflektujúci záverečné uzatváranie pôvodného oceánskeho bazénu pravdepodobne pri šikmej kolízii. Pensylvánske vrchnobaškiskomoskovské metapijeskovce rudnianskeho a zlatnickeho súvrstvia boli súčasťou deltovo-plytkomorského periférálneho (*foreland*) bazénu, pre ktorý bol v závere vývoja typický regresný režim, indikovaný paralickou sekvenciou hámorského súvrstvia. Tektonickú pozíciu permského sedimentačného bazénu (knolské, petrovohorské a novoveské súvrstvie), situovaného taktiež v predpolí orogénnej sutúry, spájame s extenzným režimom generovaným v predpolí variskej kolíznej sutúry a následným riftingom („*peripheral foreland basin*“; Busby a Ingersoll, 1995). V prípade permsko-spodnokriedovej gočaltovskej skupiny bol sedimentačný bazén lokalizovaný na transformnej strižnej zóne, v ktorej následne prevládala extenzný režim. K sedimentácii dochádzalo prevažne v kontinentálnych podmienkach, ktoré vo vrchných častiach prechádzali do príbrežno-morských sebhovo-lagunárnych facií (Vozárová a Vozár, 1988; Vozárová, 1996; Vozárová a Rojkovič, 2000). Hlavným pozorovaným znakom je zvyšovanie minerálnej zrelosti, ako aj zväčšovanie zrnitosti smerom k báze (z východu smerom na západ).

Pod'akovanie

Táto práca vznikla vďaka podpore Agentúry na podporu výskumu a vývoja, projektu č. APVV-0438-06 a UK/447/2010.

Literatúra

Bajaník, Š., 1965: Výsledky valúnovej analýzy permských psefitov západne od V. Knoly. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 34, 55 – 66.
 Bajaník, Š., Vozárová, A. a Reichwalder, P., 1981: Litostratigrafická klasifikácia rakoveckej skupiny a mladšieho paleozoika v Spišsko-gemerskom rudohorí. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 75, 27 – 56.

Bajaník, Š., Ivanička, J., Mello, J., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vozár, J. a Vozárová, A., 1984: Geological map of the Slovenské rudohorie Mts. – eastern part 1 : 50 000. Bratislava, D. Štúr Geol. Inst.
 Bajaník, Š. a Planderová, E., 1985: Stratigrafická pozícia spodnej časti ochtinského súvrstvia gemerika medzi Magnezitovcami a Magurou. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 82, 67 – 76.
 Bajaník, Š. a Vozárová, A., 1979: Litofaciálna spätosť severogemeridného permu a spodného triasu v oblasti Margecian. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 73, 34 – 49.
 Bouček, B. a Příbyl, A., 1960: Revision der Trilobiten aus dem slovakischen Oberkarbon. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 20, 5 – 50.
 Brown, B. E. a Bailey, S. W., 1962: Chlorite polytypism. I. Regular and semirandom one-layer structures. Amer. Mineralogist (Washington), 47, 819 – 850.
 Busby, C. J. a Ingersoll, R. V. (eds.), 1995: Tectonic of sedimentary Basins. Blackwell Science, 1 – 548.
 Bystický, J. a Fusán, O., 1955: O veku pieskovcového súvrstvia v okolí Štítnika. Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha), 30, 135 – 153.
 Cathalinea, M., 1988: Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. Clay Miner., 32, 471 – 485.
 Cathalinea, M. a Nieva, D., 1985: A chlorite solution geothermometer. Los Azufres (Mexico) geothermal system. Contr. Mineral. Petrology (Berlin – New York), 91, 235 – 244.
 Crittelli, S. a Ingersoll, R. V., 1995: Interpretation of neovolcanic versus palaeovolcanicsand grains: an example from Miocene deep-marine sandstone of the Topanga Group (Southern California). Sedimentology (Amsterdam), 42, 783 – 804.
 Critelli, S., Rumelhart, P. E. a Ingersoll, R. V., 1995: Petrofacies and provenance of Puente Formation (Middle to Upper Miocene), Los Angeles Basin, southern California: implications for rapid uplift and accumulation rates. J. sed. Res., 65, 656 – 657.
 Dickinson, R. W., 1970: Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. J. sed. Petrology (Tulsa), 40, 2, 695 – 707.
 Dickinson, R. W., 1985: Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa, G. G. (ed.): Provenance of Arenites. Reidel, Dordrecht, 333 – 361.
 Foster, M. D., 1962: Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. US Geol. Surv. profess. Pap. (Washington), 414-A, 1 – 33.
 Garzanti, E., Crittelli S. a Ingersoll, R. V., 1996: Paleographic and paleotectonic evolution of Himalayan range as reflected by detrital modes of Tertiary sandstones and modern sands (Indus transect, India and Pakistan). Bull. Geol. Soc. Amer., 108, 631 – 642.
 Graham, A. S., Ingersoll, V. R. a Dickinson, R. W., 1976: Common Provenance for lithic grains in carboniferous sandstones from Ouachita Mountains and Black Warrior Basin. J. sed. Petrology (Tulsa), 46, 3, 620 – 632.
 Guidotti, C. V. a Sassi, F. P., 1976: Muscovite as a petrogenetic indicator mineral in pelitic schists. Neu. Jb. Mineral., Abh. (Stuttgart), 127, 97 – 142.
 Guidotti, C. V. a Sassi, F. P., 1986: Classification and correlation of metamorphic facies series by means of muscovite b_0 data from low-grade metapelites. M. Jb. Abh., 153, 363 – 380.
 Guidotti, C. V., Sassi, F. P. a Blencoe, J. G., 1989: Compositional controls of the a and b cell dimensions of $2M_1$ muscovite. Eur. J. Miner., 1, 71 – 84.
 Hillier, V. a Velde, B., 1991: Octahedral occupancy and the chemical composition of diagenetic (low temperature) chlorites. Clay Miner., 26, 149 – 168.
 Ingersoll, V. L. a Packer, M. B., 1992: Tectonic evolution of the Japanese islands as reflection in modal composition of Cenozoic forearc and backarc sand and sandstones. Tectonic, 11, 5, 1 028 – 1 044.
 Jowett, E. C., 1991: Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermal geothermometer. Geol. Assoc.

- Canada – Miner. Assoc. Canada – Soc. Econ. Joint Ann. Meeting, Toronto 1991, Abstract 16, A62.
- Kozur, H., Mock, R. a Mostler, H., 1976: Stratigraphische Neueinstufung der Karbonatgesteine der unteren Schichtfolge von Ochtiná (Slowakei) in der oberste Visé Serpukhovian (Namur A). *Geol. paläont. Mitt. (Innsbruck)*, 6, 1, 1 – 29.
- Laurinc, D., 2012: Proveniencia mladopaleozoických pieskovcov severného a južného gemerika (Západné Karpaty, Slovensko). Dizertačná práca. Manuskript. Bratislava, archív Kat. mineral. a petrol. PriF UK, 130 s.
- Maška, M., 1957: Správa o výskume paleozoika Spišsko-gemerského Rudohoria (I. perm). *Zpr. geol. Výzk. Ústř. Úst. geol.* v r. 1956 (Praha), 113 – 120.
- Němejc, F., 1947: Příspěvek k poznání rostlinných nálezů a stratigrafických poměrů v permokarbonu na Slovensku. *Rozpr. Čes. Akad. Věd Umění, Tř. II. (Praha)*, 56 15, 1 – 34.
- Němejc, F., 1953: Zprávy o výsledcích vyšetření některých sběrů rostlinných otisků z permokarbonu na Slovensku. *Zpr. geol. Výzk. v r. 1957 (Praha)*, Ústř. Úst. geol., 165 – 166.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E. a Siever, R., 1972: Sand and sandstones. New York. Springer-Verlag, 618 s.
- Planderová, E., 1979: Biostratigrafické vyhodnotenie karbónu chočského prikrivu na základe palinológie. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 72, 31 – 61.
- Rakuz, G., 1932: Die oberkarbonischen Fossilien von Dobšiná und Nagyvisnyó. *Geol. hung., Ser. Paleont. (Budapest)*, 8, 1 – 219.
- Šucha, V. a Eberl, D., 1992: Postsedimentary alteration of Permian sediments in the northern Gemicum and Hronicum of the Western Carpathians. *Miner. slov. (Bratislava)*, 24, 399 – 405.
- Václav, J., 1980: Výsledky II. etapy litogeochemického (metalo-metrického) výskumu v oblasti Košickej Belej. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Vozárová, A. a Vozár, J., 1988: Late Paleozoic in West Carpathians – Mladšie paleozoikum v Západných Karpatoch. *Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra*, 314 s.
- Vozárová, A., 1996: Tectono-sedimentary evolution of late paleozoic basins based on interpretation of lithostratigraphic data (Western Carpathians, Slovakia). *Slovak Geol. Mag. (Bratislava)*, 3 – 4/96, 251 – 271.
- Vozárová, A. a Rojkovič, I., 2000: Permian lacustrine phosphatic sandstones in the southern gemeric unit, Western Carpathians, Slovakia. *Geol. Carpath. (Bratislava)*, 51, 265 – 278.
- Vozárová, A., Konečný, P., Vozár, J. a Šmelko, M., 2008: Upper Jurassic-Lower Cretaceous tectonothermal events in the Southern Gemic Permian rocks deduced from electron microprobe dating of monazite (Western Carpathians, Slovakia). *Geol. Carpath. (Bratislava)*, 59, 2, 89 – 102.
- Vozárová, A., Laurinc, D., Šarinová, K., Presnyakov, S. a Rodionov, N., 2011a: Proveniencia paleozoických metapieskovcov severného gemerika: U-Pb veku detritických zirkónov. *Petros, Bratislava*, 61 – 64.
- Vozárová, A., Šarinová, K., Rodionov, N., Laurinc, D., Paderin, I., Sergeev, S. a Lepekhina, E., 2011b: U-Pb ages of detrital zircons from Paleozoic metasandstones of the Gelnica Terra (Southern Gemic Unit. Western Carpathians, Slovakia): evidence of Avalonian – Amazonian provenance. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rdsch.)*, Springer-Verlag, 919 – 936.
- Xie, X., Byerly, R. G. a Ferrell, E. R., 1997: Ilb trioctahedral chlorite from Baberton greenstone belt: crystal structure and rock composition constrains with implications to geothermometry. *Contr. Mineral. Petrology (Berlin – New York)*, 126, 275 – 291.

Explanations to the text-figs. and tables

Fig. 1. Schematic geological map of Gemic Unit (modified after Bezák et al., 2004). Sampling sites (a – i): a – Hrádok Formation, b – Rudňany Formation, c – Zlatník Formation, d – Hámor Formation, e – Knola Formation, f – Petrova hora Formation, g – Novoveská Huta Formation, h – Rožňava Formation, i – Štít-ník Formation.

Fig. 2. Q-F-L classification of sandstones (a – arenites, b, c, d – graywackes). Q – monocristallic and polycristallic quartz, F – plagioclases and potassium feldspars, L – lithic debris (modified after Pettijohn et al., 1972).

Fig. 3. Qt-F-Lt (a, c, e) and Qm-F-Lt (b, d, f) tectonic discrimination diagrams of sandstones source area (modified after Dickinson, 1985).

Tab. 1. GPS coordinates for sampling sites of Gemic Late Paleozoic metasandstones.

Tab. 2. Average modal composition and petrofacial parameters of Late Paleozoic metasandstones (in percents). Qm – monocristallic quartz, Qp – polycristallic quartz, Q = Qm + Qp, Plg – plagioclase, Kfs – potassium feldspar, F = Plg + Kfs, Lvm – volcanic and metavolcanic debris, Lsm – debris of sedimentary, metasedimentary and metamorphic rocks, L = Lsm + Lvm, Lt = Lsm + Lvm + Qp, Akc. – accessory heavy minerals.

Tab. 3. Average representation of heavy minerals in heavy fraction of metasandstones and ZTR-index. Zrn – zircon crystallographic bounded or detrital, Tur – tourmaline crystallographic bounded or detrital, Rt – rutile, Ap – apatite.

Tab. 4. Average values of *b* parameters calculated on basis of chemical composition of muscovites from Late Paleozoic metasandstones of Gemic Unit ($v \text{ \AA}$), $b = 6x(d_{331,060})$.

Tab. 5. Average temperatures based on the chemical composition of metamorphic chlorites of Late Paleozoic metasandstones of Gemic Unit. 1 – count after Cathalieu (1988), 2 – count after Jowett (1991).

Tab. 6. Representative chemical composition of metamorphic chlorites from Late Paleozoic metasandstones of Gemic Unit; based on 36 oxygens.

Tab. 7. Chemical composition of representative micas from the Late Paleozoic metasandstones of Gemic Unit; based on 22 oxygen. 1 – clastic mica, 2 – reworked margins of clastic mica, 3 – metamorphic mica.

Štruktúrna interpretácia varínskeho a oravského úseku bradlového pásma

Structural interpretation of the Varín and Orava segment of the klippen belt

IVANA PEŠKOVÁ¹, JOZEF HÓK², MICHAL POTFAJ¹ a RASTILAV VOJTKO²

¹ Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, ivana.peskova@geology.sk

² Katedra geológie a paleontológie, Prírodovedecká fakulta, Univerzita Komenského v Bratislave, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava

Abstrakt. Kontaktnú zónu externíd a interníd Západných Karpát na povrchu reprezentuje štruktúra bradlového pásma. Varínsky a oravský úsek predstavujú podstatnú časť severného segmentu bradlového pásma na území Slovenska. Tento segment je charakterizovaný bivergentným štruktúrnym vejárom. Os štruktúrneho vejára je situovaná externe, severne od povrchového priebehu bradlového pásma. Bradlové pásmo vytvára juhovergentnú vetvu štruktúrneho vejára. Do juhovergentnej stavby je zahrnutá aj severná časť interníd Západných Karpát. Vznik štruktúrneho vejára je výsledkom kontinuálneho pretvorenia v transpresnom režime v období spodného miocénu.

Kľúčové slová: Západné Karpaty, bradlové pásmo, štruktúrne vejár, transpresia, spodný miocén

Abstract. The structure of the klippen belt represents the recent contact between the externides and the internides of the Western Carpathians. Varín and Orava segments comprise mostly part of the northern segment of the klippen belt in the Slovakia. The double-vergent structure were originated during the continental collision of the European platform and the central Western Carpathians. The rock sequences of the externides (outer Western Carpathians), klippen belt as well as the external part of the central Western Carpathians units are integrated into the double-vergent structure. The axis of the double-vergent structure is situated externally from the recent position of the klippen belt. Origin and deformation of the double-vergent structure is a result of continual transpression during the lower Miocene.

Key words: Western Carpathian, klippen belt, double-vergent structure, transpression, lower Miocene

Úvod

Západné Karpaty sú horský reťazec vyznačujúci sa príkrovovou stavbou s výrazným zonálnym usporiadaním a polaritou alpínskych orogenetických procesov migrujúcich v čase generálne z juhu na sever (v dnešných zemepisných súradniciach). Prejavy hercýnskej orogenézy sú zachované rudimentárne a predstavujú len fragmentárne štruktúry, tektonicky inkorporované do alpínskeho orogénu.

Za charakteristické fenomény geologickej stavby Západných Karpát sa považujú výrazne zonálna, generálne severovergentná príkrovová stavba, ktorá súvisí s tektonickou inverziou sedimentárnych paniev na konci mezozoika a počas miocénu (cf. Plašienka, 1999; Kováč, 2000), a prítomnosť kenozoických paniev a vulkanitov superponovaných na príkrovových štruktúrach.

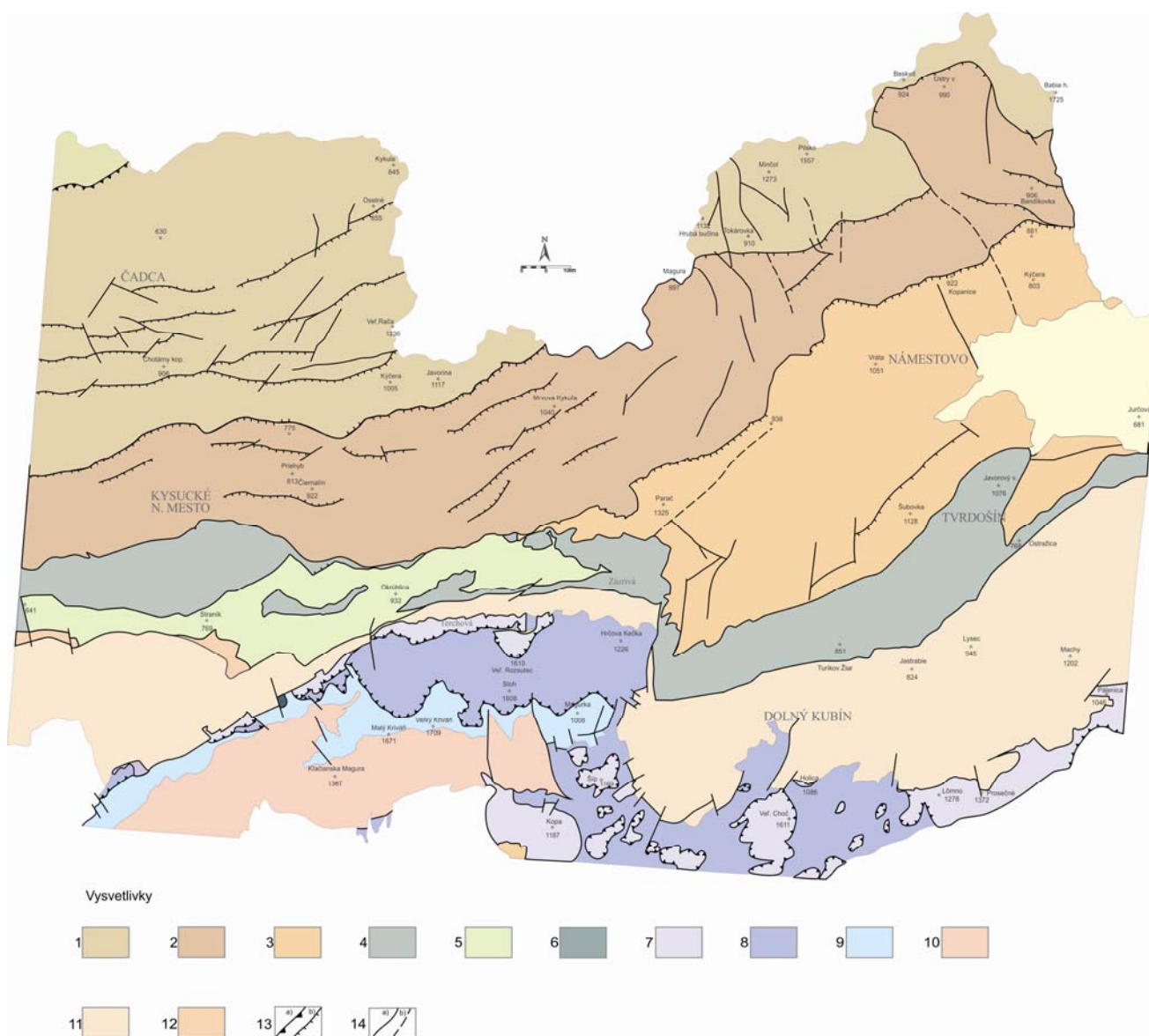
Podľa veku štrukturalizácie, resp. tektonickej inverzie sedimentárnych bazénov možno Západné Karpaty rozdeliť na vonkajšie – externidy – a vnútorné – internidy (sensu Mišík et al., 1985). Štrukturalizácia príkrovovej stavby interníd sa skončila na prelome mezozoika a paleogénu počas viacerých tektonických fáz paleoalpínskej tektonickej etapy. Štrukturalizácia a presun príkrovov externíd sa udiali počas neogénu v období neoalpínskej etapy.

Významná tektonická zóna Západných Karpát – styk/kontakt dvoch štruktúrnych megajednotiek externíd a interníd Západných Karpát – bola vytvorená v závere neoalpínskej etapy. Pojem kontaktná zóna zahŕňa povrchový priebeh bradlového pásma, ktoré sa považuje za deliaci element medzi externidami a internidami Západných Karpát.

Externidy sú sústava bezkoreňových príkrovov, t. j. sedimentárnych sekvencií odlepených od podkladu (Biely et al., 1996). Pozostávajú prevažne zo spodnokriedových až paleogénnych hlbokovodných sedimentárnych formácií. Pôvodný substrát príkrovov sa interpretuje buď ako oceánska kôra (cf. Tari et al., 1993), alebo stenčená kontinentálna kôra (cf. Winkler a Ślącza, 1992). Počas vrchného oligocénu a stredného miocénu sa sedimentárne sekvencie odlepili od podložia a nasunuli sa na európsku platformu (Książkiewicz, 1977; Oszczytko a Ślącza, 1989; Kováč et al., 1993; Plašienka et al., 1997; Kováč, 2000).

Termínom internidy sú v práci označené tektonické jednotky, ktoré sa nachádzajú južne, interne od bradlového pásma. Na základe štruktúrnej individualizácie tektonických jednotiek ich možno rozdeliť na centrálnu a vnútornú Západné Karpaty (Hók, 2006). Do centrálnych Západných Karpát (CZK) sú zaradené tektonické jednotky váhika (sensu Plašienka, 1999), tatrika, severného veporika, fatrika a hronika (sensu Andrusov a Samuel, 1983). Do vnútorných Západných Karpát (VZK) patria tektonické jednotky južného veporika (Andrusov a Samuel, 1983; Biely et al., 1996; Bezák et al., 2004), gemerika, meliatika, turnaika a silicika.

Súčasný obraz bradlového pásma je výsledkom transpresnej a transtenznej tektoniky (Nemčok a Nemčok, 1994; Ratschbacher et al., 1993; Kováč a Hók, 1996). Na základe interpretácie seizmických reflexných rezov sa bradlové pásmo považuje za subvertikálnu transpresnú pozitívnu „flower“ štruktúru (Tomek et al., 1989; Tomek, 1993; Vozár et al., 1998). Novšie interpretácie geofyzikálnych údajov interpretujú bradlové pásmo ako plytkú pripovrchovú štruktúru (Plašienka et al., 2008).



Obr. 1. Geologicko-tektonická schéma severného priebehu kontaktnej zóny. Vysvetlivky: 1 – račianska jednotka; 2 – bystrická jednotka; 3 – oravskomagurská jednotka; 4 – jednotky bradlového pásma, nečlenené; 5 – klapská jednotka; 6 – manínska jednotka; 7 – hronikum; 8 – fatrikum; 9 – obalová jednotka tatrika; 10 – kryštalikum tatrika, paleogénne sedimenty centrálneokarpatského paleogénneho bazénu; 12 – paleogénne sedimenty bradlového pásma; 13 – a) príkrovové línie, b) násunové línie; 14 – a) nešpecifikované zlomy, b) predpokladané zlomy.

Podrobný geologickoštruktúrny výskum bol zameraný na úsek kontaktnej zóny medzi Žilinou a Trstenou (severný segment kontaktnej zóny) (obr. 1, 1A). Severný segment kontaktnej zóny je možné korelovať s varínskym a čiastočne aj s oravským úsekom bradlového pásma (sensu Vass et al., 1988). Pre varínsku časť severného segmentu kontaktnej zóny je charakteristické extrémne priblíženie tektonických jednotiek externíd a interníd.

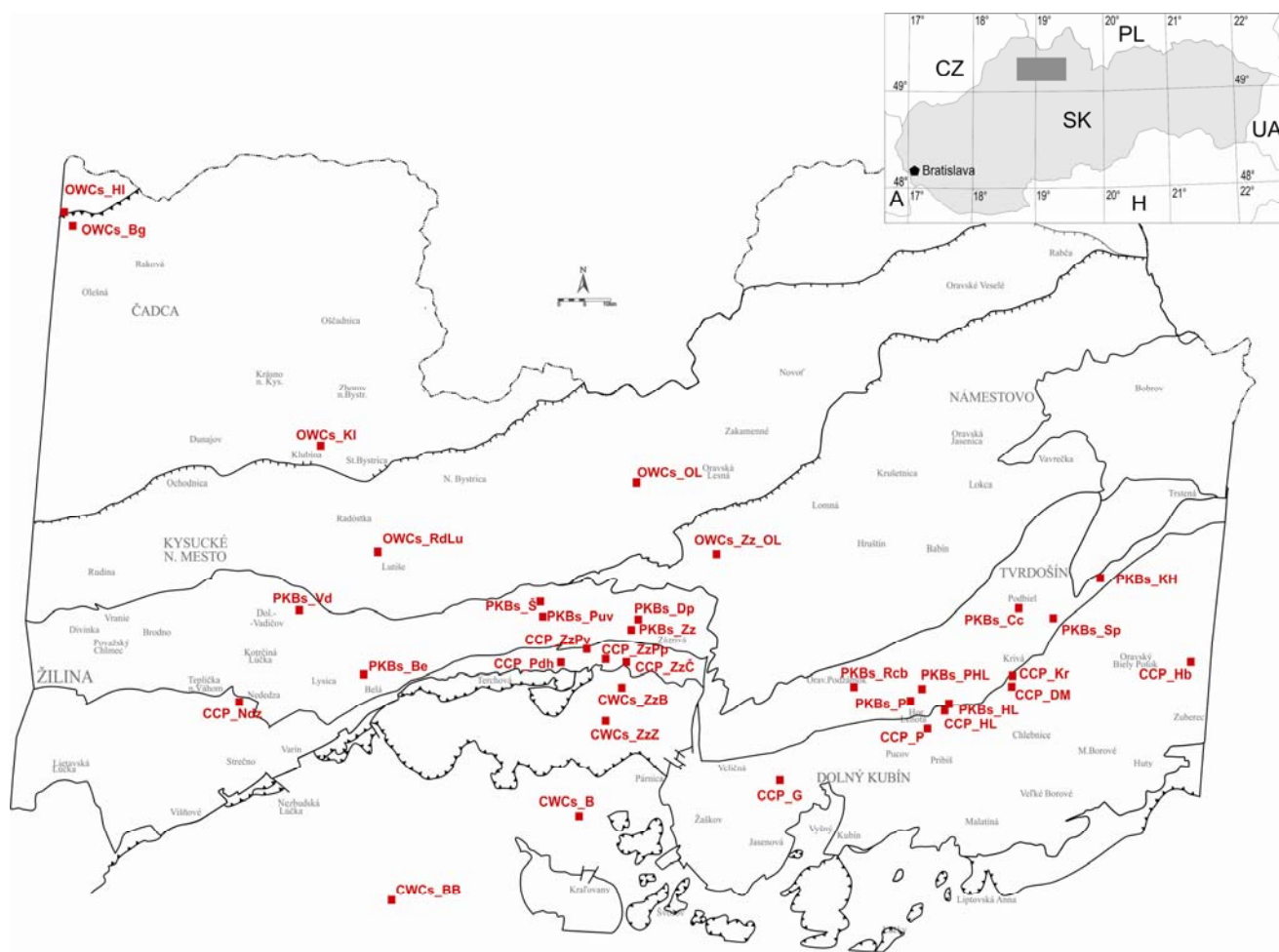
Metodika výskumu

Metodika výskumu bola podriadená výskytu duktilných alebo krehkých štruktúrnych prvkov v jednotlivých úsekoch kontaktnej zóny. Z metód a metodík tektonického výskumu boli použité predovšetkým metodiky štruktúrnej analýzy krehkých štruktúr a priestorová a kinematická analýza duktilných domén deformovaných hornín. Aplikácia

štruktúrnej analýzy bola zameraná na definíciu charakteristík hlavných osí paleonapätia v priestore a čase a vzťah deformácie k distribúcii litotektonických jednotiek. Základný súbor vstupných údajov na tektonickú interpretáciu tvoria orientované planárne a lineárne štruktúrne prvky. Získané štruktúrne údaje sa následne analyzovali a vizualizovali pomocou špecializovaných metodík softvéromi TectonicsFP, Gefuege8/Fabric a WinTENSOR. Všetky štruktúrne údaje sú projektované v spodnej hemisfére Schmidtovej-Lambertovej siete.

Charakteristika a priestorové rozšírenie štruktúrnych prvkov

Analyzovali sa základné štruktúrne prvky, medzi ktoré v danom regióne patria orientácia vrstvomitosti, zlomov a vrásových deformácií.



Obr. 1A. Distribúcia študovaných lokalít v jednotlivých tektonických jednotkách, zjednodušená štruktúrna schéma severného priebehu kontaktnej zóny ZK.

Plochy vrstvitosti flyšových sekvencií externých Západných Karpát sú orientované generálne v sv.-jz. a v.-z. smere (obr. 2a, b). Východno-západný priebeh plôch vrstvitosti je lokalizovaný do priestoru medzi Kysuckým Novým Mestom a Zázrivou. Charakteristickým znakom sú takmer subvertikálne sklony, sprevádzané prevažne prevrátenými vrstvomými sledmi. Smerom na sever sa sklon vrstvitosti zmiernuje. Severovýchodno-juhozápadne orientované plochy vrstvitosti sú zaznamenané od línie Zázriva – Oravská Lesná.

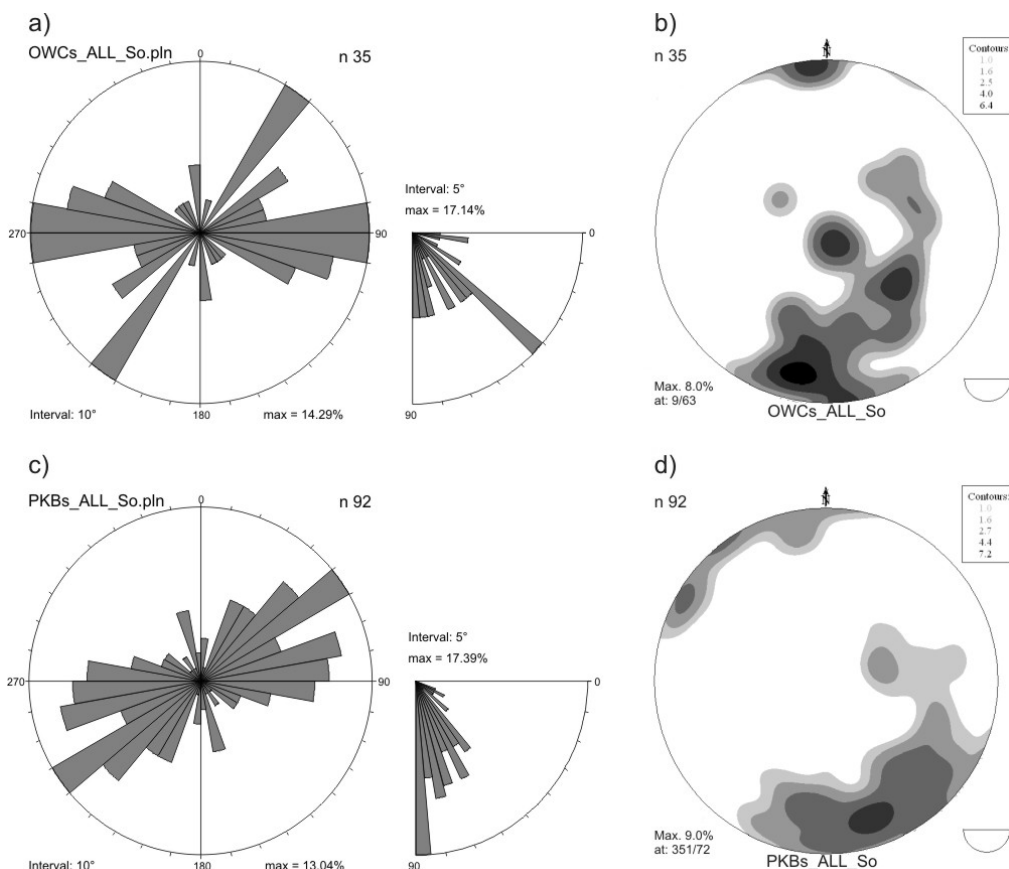
Vrstvitosť nameranú v horninových sekvenciách bradlového pásma zastupujú plochy orientované v sv.-jz. a v.-z. smere. Výskyt vrstvitosti v sv.-jz. smere sa viažu predovšetkým na oblasť oravského úseku bradlového pásma (obr. 2c, d). Vo varínskom úseku bradlového pásma sa vyskytuje vrstvitosť orientovaná vo v.-z. smere. Ojedinele sú zaznamenané aj plochy s generálne ssz.-jjv. orientáciou. Veľkosť sklonu vrstvomých plôch je rôzna, štatisticky najviac zastúpené sú vrstvy so subvertikálnym sklonom. Na väčšine lokalít so subvertikálnou vrstvitosťou bola zaznamenaná prevrátená stratigrafická pozícia vrstvomého sledu.

Orientácia vrstvitosti horninových sekvencií podtatranskej skupiny, resp. centrálneokarpatského paleogénneho bazénu (CKPB) sa podobá na orientáciu vrstvitosti v jednotkách externých Západných Karpát a bradlového pásma. Vrstvy sú uložené generálne v dvoch smeroch:

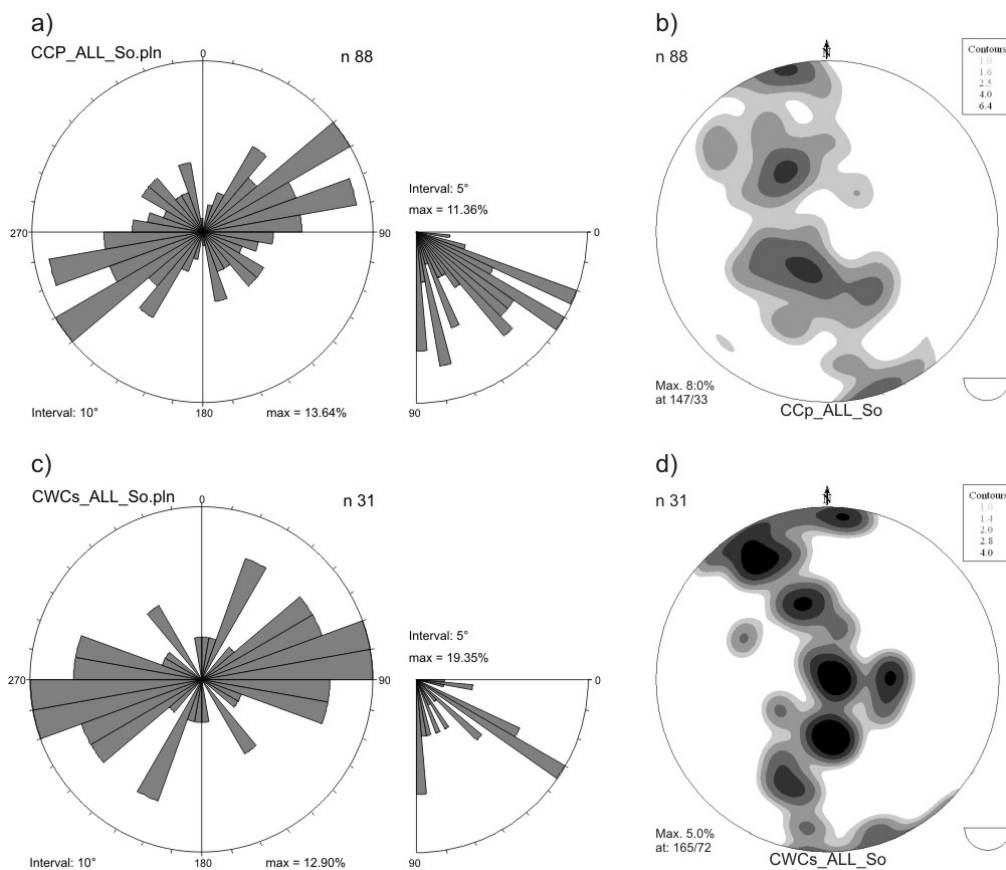
V – Z s veľkosťou sklonu od 30 do 80° (obr. 3a, b) a dominujúcim smerom vrstvomých plôch v oravskej časti územia sú vrstvy orientované v smere SV – JZ, vo varínskom úseku sa zaznamenala v.-z. orientovaná vrstvitosť. Pre bezprostredný styk jednotiek bradlového pásma so sedimentmi CKPB je charakteristický výskyt subvertikálnych vrstiev s obráteným stratigrafickým sledom.

Vrstvitosť horninových sekvencií CZK v Krivánskej Fatre je konformná so smerom povrchového priebehu bradlového pásma a so sklonom do 50°. V oblasti južného okraja Malej Fatry sa zistili obrátené stratigrafické pozície vrstiev (obr. 3c, d).

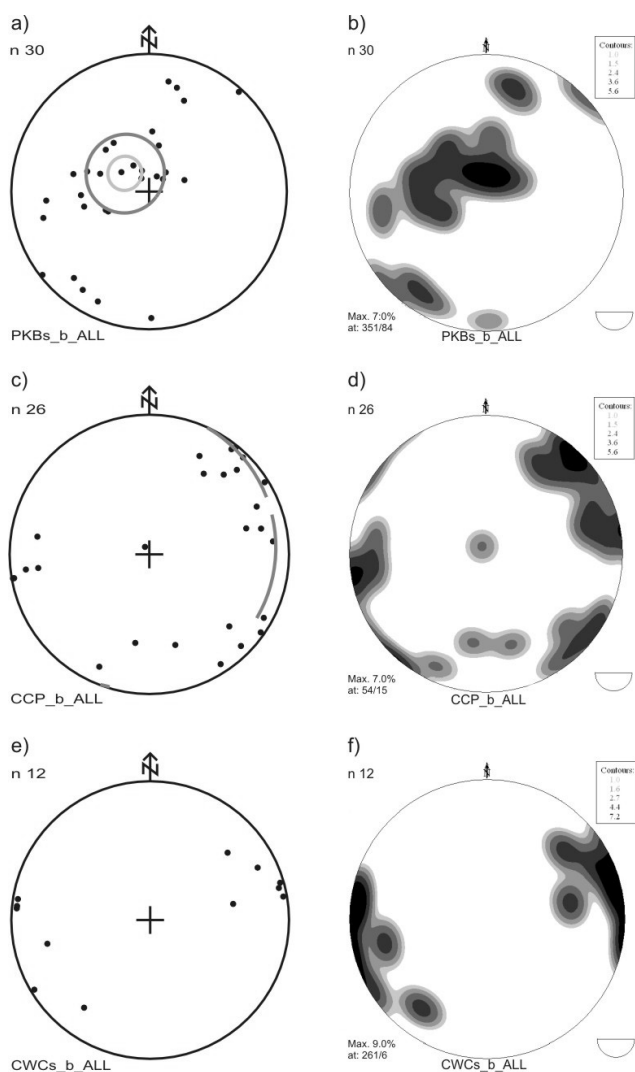
Vrásové štruktúry boli zdokumentované predovšetkým v horninových sekvenciách CKPB (obr. 4c, d) a v jednotkách bradlového pásma (obr. 4a, b). Minoritné zastúpenie majú vrásy v centrálneokarpatských jednotkách (obr. 4e, f). Pozorované mezoskopické vrásy môžeme na základe geometrických prvkov charakterizovať ako otvorené až zatvorené, s výnimkou štruktúr nachádzajúcich sa v blízkosti kontaktu s bradlovým pásmom. Vrásy v blízkosti kontaktu jednotiek bradlového pásma a sedimentov CKPB sú zavreté až izoklinálne. Vergencia asymetrických vrás je na J až JV. Sporadicky boli pozorované aj vergencie smerom na SV. Štatistický diagram zobrazuje rozptyl v orientácii nameraných a skonštruovaných/vypočítaných vrásových osí (obr. 4b, d, f). Majoritne sú zastúpené vrásové osi orientované generálne v sv.-jz. smere.



Obr. 2. Orientácia plôch vrstvitosti v jednotkách externých Západných Karpát: a) ružicový diagram, b) póly plôch S_0 zobrazené v kontúrovom diagrame. Orientácia plôch vrstvitosti v jednotkách bradlového pásma: c) ružicový diagram, d) póly plôch S_0 zobrazené v kontúrovom diagrame.



Obr. 3. Orientácia plôch vrstvitosti v sedimentoch CKPB: a) ružicový diagram, b) póly plôch S_0 . Orientácia plôch vrstvitosti v jednotkách centrálnych Západných Karpát: c) ružicový diagram, d) póly plôch S_0 zobrazené v kontúrovom diagrame.



Obr. 4. Vrásové štruktúry zobrazené ako lineácie (osi *b*) v stereografickej projekcii: a) vrásové osi v jednotkách bradlového pásma, b) kontúrový diagram osových lineácií, c) vrásové osi vo flyšových sekvenciách CKPB, d) kontúrový diagram osových lineácií, e) vrásové osi v jednotkách centrálnych ZK, f) kontúrový diagram osových lineácií.

Vrásové štruktúry so sv.-jz. orientovanými osami sú zastúpené v horninových sekvenciách bradlového pásma, deformujú sedimenty CKPB, ako aj jednotky CZK. Symptomatikým prvkom jednotiek bradlového pásma a sedimentov CKPB sú vrásy s väčším sklonom vrásových osí. Takýto typ vrásovej deformácie nepozorujeme v jednotkách centrálnych a externých ZK.

Údaje o zlomoch sa získali pomocou štruktúrnej analýzy mezoskopických sklzov zaznamenaných na zlomových plochách. Dôraz sa kládol na orientáciu smeru a zmysel pohybu. Namerané zlomové sklzy predstavujú polygenetickú populáciu zlomov. Dominantným prvkom krehkej deformácie sú sv.-jz. (až zsz.-vjv.) orientované zlomy so sklonom zlomovej plochy na S alebo SZ a s prešmykovým/násunovým zmyslom pohybu. Z toho vyplýva smer transportu materiálu pozdĺž zlomovej plochy smerom na J alebo JV.

Prešmykové zlomy je možné pozorovať vo všetkých tektonických jednotkách severného segmentu kontaktnej zóny. Zlomy sa generovali pri kompresnom až transpres-

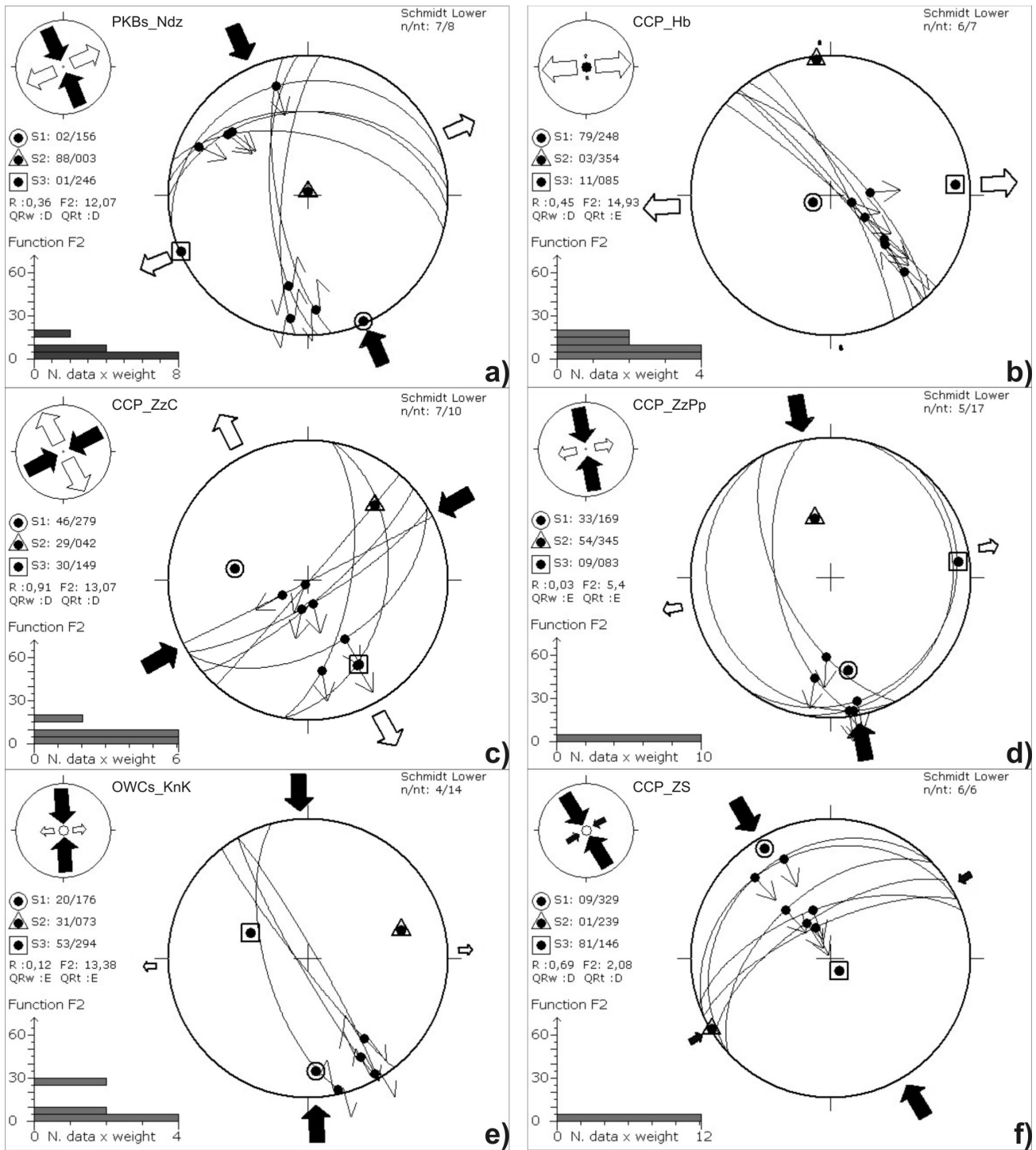
nom režime, s kompresiou orientovanou generálne v sz.-jv. smere. Na sv.-jz. orientovaných zlomoch sa zaznamenali dextrálne, sinistrálne a poklesové pohyby. Superpozícia zlomových sklzov nebola pozorovaná. Zlomy s orientáciou plôch v smere SZ – JV s dextrálnym zmyslom pohybu boli prednostne pozorované najmä v horninách bradlového pásma. Podľa výsledkov paleonapätovej analýzy zlomy vznikali v smere posuvnom tektonickom režime so sz.-jv. až s.-j. orientovanou kompresiou (obr. 5, 6).

Kľúčové lokality

Klubina. Opustený niekoľkoetážový lom je situovaný na sever od obce Klubina. Tvoria ho mohutné pieskovcové lavice (hrúbka až do 0,5 m), ktoré sa striedajú s nepatrne zastúpenými sivými vápnicami ílovcami. Flyšové súvrstvie je súčasťou zlínskeho súvrstvia račianskej jednotky (Potfaj et al., 2002). Vrstvy sú uložené subvertikálne, prevažne v obrátenej pozícii. Smerom na juh možno pozorovať zmiernenie sklonu vrstvitosti na zhruba 45°, ale v obrátenom stratigrafickom slede. Vytvárajú štruktúru mezoskopického vejára. Pieskovcové lavice sú prestúpené systémom extenzných puklín sv.-jz. smeru, generálne kolmých na priebeh vrstiev. Duktálna deformácia sa vzhľadom na reológiu hornín viaže na úzke zóny ílovcov. Pozdĺž ílovcových zón „oslabenia“ dochádzalo k strižným pohybom, pričom v tejto zóne bola identifikovaná poruchová zóna prešmykového charakteru s vergenciou generálne na J (obr. 7C).

Horná Lehota. Medzi obcami Horná Lehota a Dolná Lehota v záreze cesty vystupujú flyšové sedimenty. Sivé vápnicé bridlice sú značne deformované. Zaznamenané sú zavreté až angulárne/izoklinálne vrásy s veľkosťou do 1 m. Vrásové osi (konštruované z nameranej vrstvitosti; obr. 8b) sú strmé (hodnoty veľkosti sklonu sú do 60°), s maximálnou koncentráciou lineácií na západ. Bezprostredný kontakt hornín bradlového pásma a hlbokovodných sedimentárnych sekvencií CKPB bol pozorovaný v záreze potoka Šarý grúň pri Hornej Lehote. Sedimenty bradlového pásma sú zastúpené kriedovými slienitými vápencami, sedimenty CKPB pieskovcovo-ílovcovým zubereckým súvrstviem. Tektonický kontakt v horninách zubereckého súvrstvia je sprostredkovaný formou mezoskopických vrás a obrátenými vrstvomými sledmi. V slienitých vápencoch bradlového pásma sú zaznamenané duplexové štruktúry so zmyslom pohybu na JV (obr. 8a). Kontakt dvoch tektonických jednotiek v celom priebehu sprevádzajú krehké štruktúry. Zlomové plochy sú orientované v sv.-jz. smere so sklonom na SZ. Zmysel pohybu na zlome je prešmykový, to znamená presun materiálu pozdĺž zlomovej plochy na JV. Uvedené zlomy vznikali počas kompresného režimu s hlavnou napätovou osou orientovanou v sz.-jv. smere (obr. 8c).

Pribiš. V záreze bezmenného potoka medzi Oravským Podzámkom a obcou Pribiš vystupujú sedimenty flyšového charakteru patriace ku kriedovým súvrstviám bradlového pásma. Zárez potoka tvoria vrstvy odolnejších pieskovcových bioturbovaných hornín. Mezoskopické vrásy neboli priamo pozorované. Pozdĺž potoka sú zaznamenané len plochy vrstvitosti s rôznymi sklonmi v normálnom a/alebo obrátenom stratigrafickom slede (obr. 9a), charakteristické pre vrásovú deformáciu. Vrásy je možné charak-

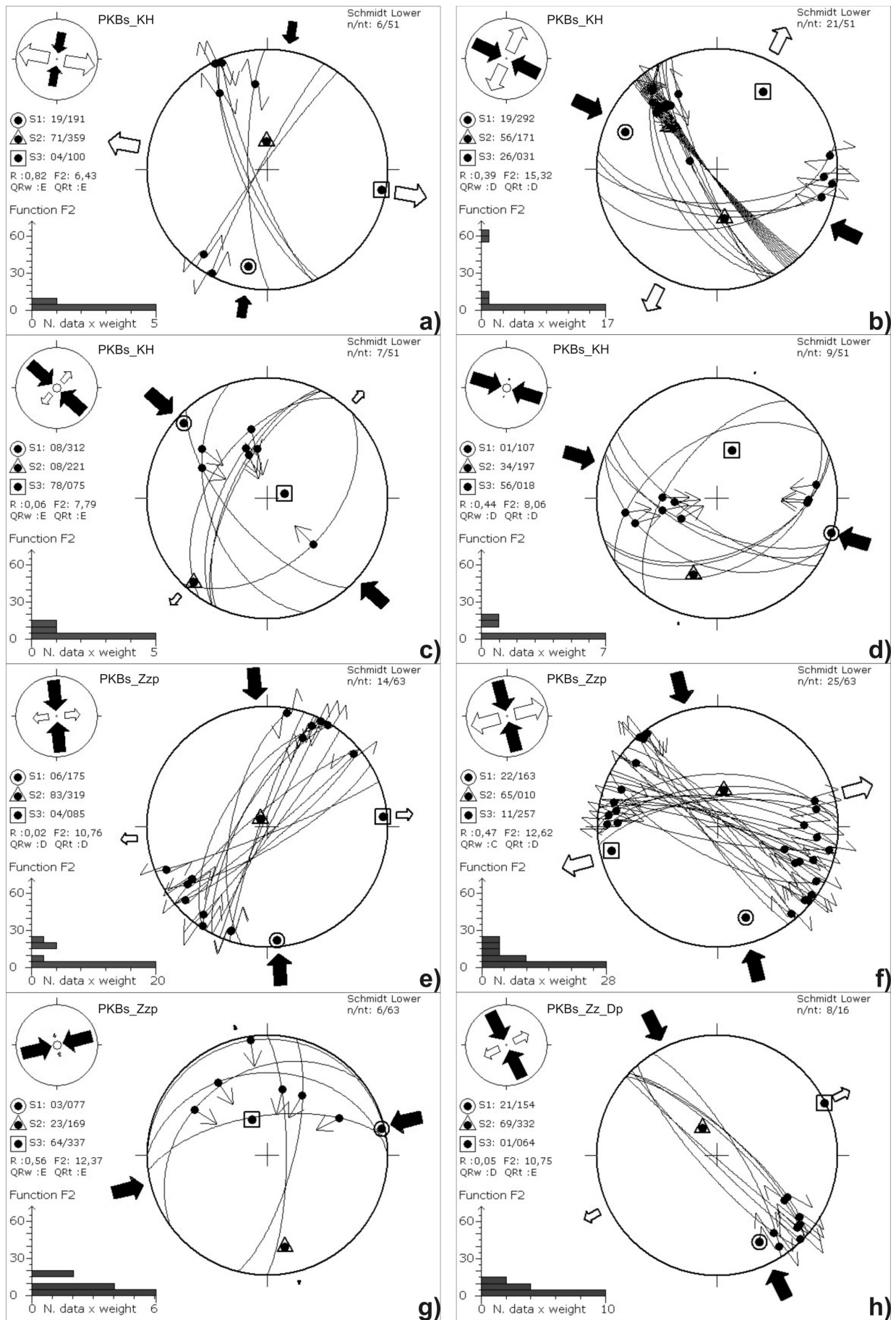


Obr. 5. Výsledky paleonapät'ovej analýzy zo zlomov zaznamenaných v sedimentoch CKPB a v jednotkách externých ZK na lokalitách: a) Nedezda, b) Habovka, c) Zázrivá-Čierťaž, d) Zázrivá-Petrov potok, e) Krásno nad Kysucou, f) Zázrivá-krížovatka.

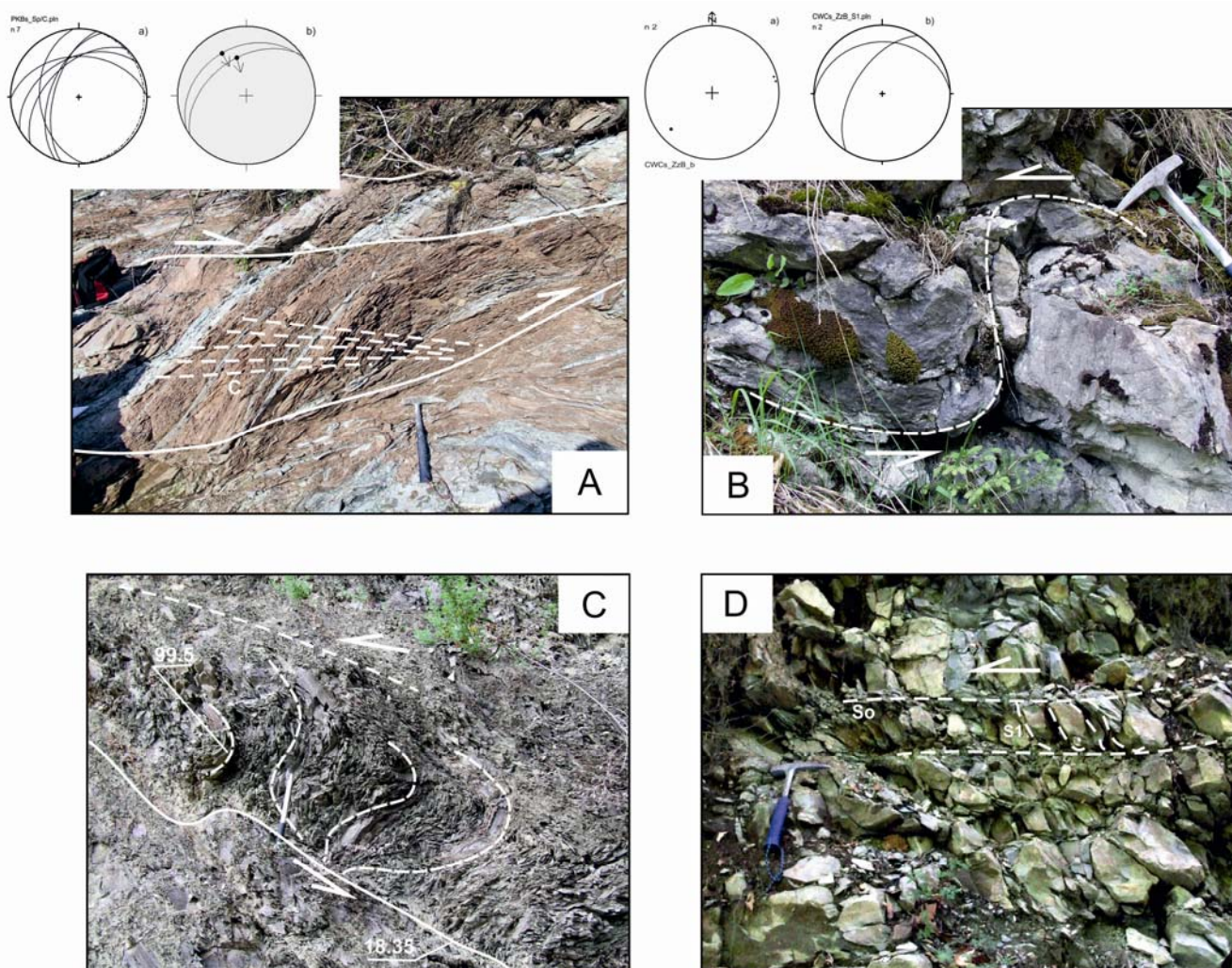
terizovať ako izoklinálne. Skonstruované vrásové osi sú orientované na západ s pomerne strmým sklonom vrásovej osi (obr. 9b). V horninách boli pozorované dva zlomy orientované v sv.-jz. smere s dextrálnou zložkou pohybu. Defilé odkryvu striedajúcich sa vrstiev kriedových flyšových hornín je zakončené drobnorytmickými flyšovými sekvenciami hutianskeho súvrstvia CKPB. Odkryv v prevažne ílovcových horninách je situovaný na ľavej strane štátnej cesty smerom k obci Pribiš. Dominuje krehká deformácia, ktorej výsledkom sú sv.-jz. orientované subvertikálne zlomy so sklonom na SSZ. Zmysel pohybu na

zlomoch je prešmykový. Smer ryhovania je indikovaný pohybom pozdĺž zlomovej plochy v smere maximálneho pôsobenia strižného napätia. V danom prípade maximálne strižné napätie pôsobilo na zlomovú plochu šikmo, čo môže byť pri analýze krehkých zlomových štruktúr jedným zo znakov transpresného tektonického režimu. Uvedené zlomy pravdepodobne nevznikli v kompresnom tektonickom režime, ako to naznačujú výsledky paleonapät'ovej analýzy (obr. 9c), ale boli produkované v podmienkach transpresie.

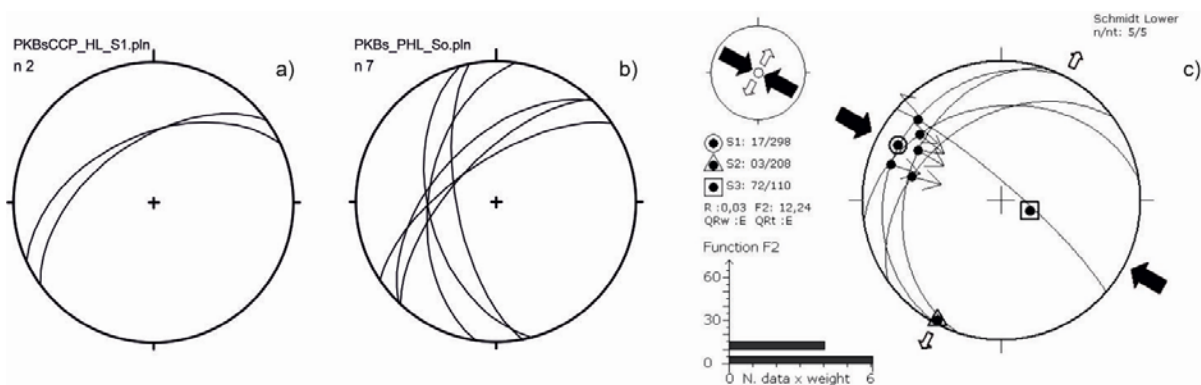
Studený potok. Profil v záreze Studeného potoka medzi obcami Podbiel a Oravský Biely Potok dokumentuje zložité



Obr. 6. Výsledky paleomagnetologickej analýzy zo zlomov zaznamenaných v jednotkách bradlového pásma na lokalitách: a – d) Krásna Hôrka, e – g) Závrivá-hlavný potok, h) Závrivá-Dušanov potok.



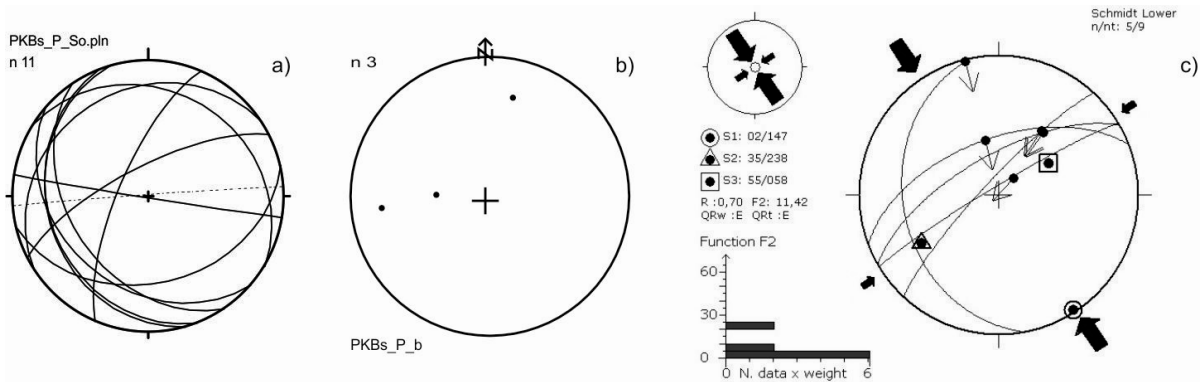
Obr. 7. A. Na fotografii z terénu sú zdokumentované subhorizontálne sklonené plochy kliváže v sivých a červených slienitých horninách, ktoré sú prepracované do duplexovej/násunovej štruktúry s vergenciou na JV (lokality Studený potok); v stereogramoch sú znázornené plochy vrstvitosti a zlomov. B. Štruktúrna pozícia prvkov na lokalite Zázrivá-Biela: a) čierny krúžok v stereograme reprezentuje os juhovergentnej vrásky, ktorá je zobrazená na fotografii, kosoštvorce znázorňujú priesečníkové lineácie kliváže a vrstvitosti So/C; b) násunové plochy duplexov. C. Zlomová juhovergentná zóna, zaznamenaná v ílovcových horninách (lokality Klubina). D. Na fotografii sú zdokumentované mezoskopické násuny v slienitých vápencoch spodnej jury fatrika (lokality Zázrivá-zvážnica).



Obr. 8. Štruktúrna pozícia prvkov na lokalite Horná Lehota: a) násunové plochy, b) plochy vrstvitosti, c) výsledok paleonapät'ovej analýzy zo zlomov.

tosť tektonického styku jednotiek bradlového pásma so sedimentmi CKPB. Profil prebieha sz.-jv. smerom, generálne kolmo na priebeh povrchového kontaktu. Na juhovýchode vystupujú pieskocovo-ílovcové horniny zubereckého súvrstvia. Na severovýchode sa nachádzajú červené a sivé slieňe, pravdepodobne patriace k púchovským slie-

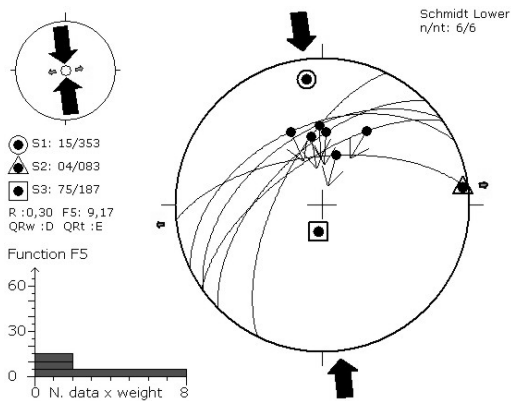
ňom kysuckej jednotky. Plochy vrstvitosti v horninách bradlového pásma prebiehajú sv.-jz. smerom a sú sklonené na SZ. V pestrých slieňoch boli identifikované takmer subhorizontálne plochy kliváže so sklonom na V (obr. 7A-a). Výskyt kliváže je lokalizovaný len v horninách pestrých slieňov. Celá štruktúra je prepracovaná krehkou a krehko-



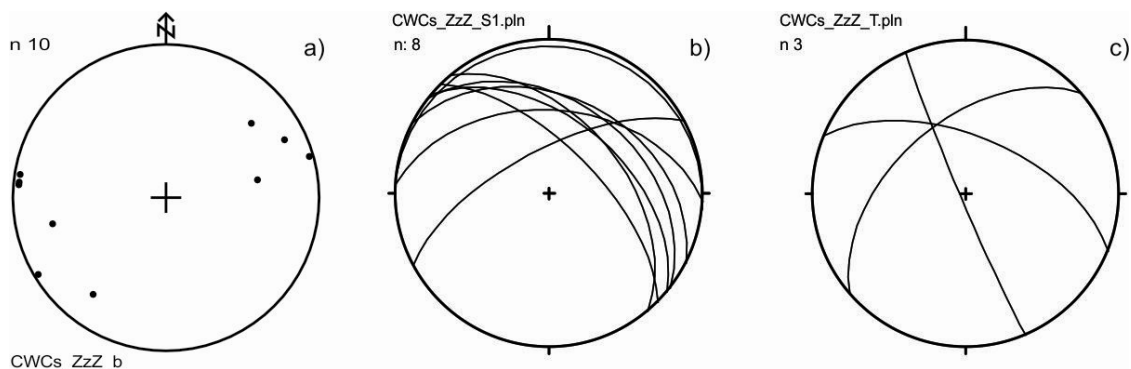
Obr. 9. Štruktúrna konfigurácia prvkov na lokalite Pribiš: a) plochy vrstvitosti, b) orientácia vrásových osí, c) výsledok paleonapäťovej analýzy zo zlomov.

duktilnou deformáciou, ktorá sa realizovala formou prešmykov a duplexových štruktúr s vergenciou na JV (obr. 7A-b).

Zázrivá-Biela. V záreze štátnej cesty z Párnice do Zázrivej vystupujú sivé slienité vápence beriasu až barému príkrovovej jednotky fatrika. Dominantná deformácia má charakter juhovergentných prešmykových a násunových štruktúr, ktoré vznikali v podmienkach ssz.-jjv. pôsobiacej kompresie. Násunovú juhovergentnú stavbu dokumentujú výskyt duplexových štruktúr a klivážových plôch v deformačných zónach (obr. 7B-b). V slienitých vápencoch bola identifikovaná mezoskopická zavretá vrása s úklonom osovej roviny na J (obr. 7B-a). Semiduktilnú deformáciu sprevádzajú krehké zlomové diskontinuity so smerom sklonu na SZ a s prešmykovým zmyslom pohybu (obr. 10). Okrem juhovergentných štruktúr boli na lokalite pozorované aj severovergentné paleoalpínske násunové duplexy.



Obr. 10. Výsledok paleonapäťovej analýzy zo zlomov nameraných na lokalite Zázrivá-Biela.



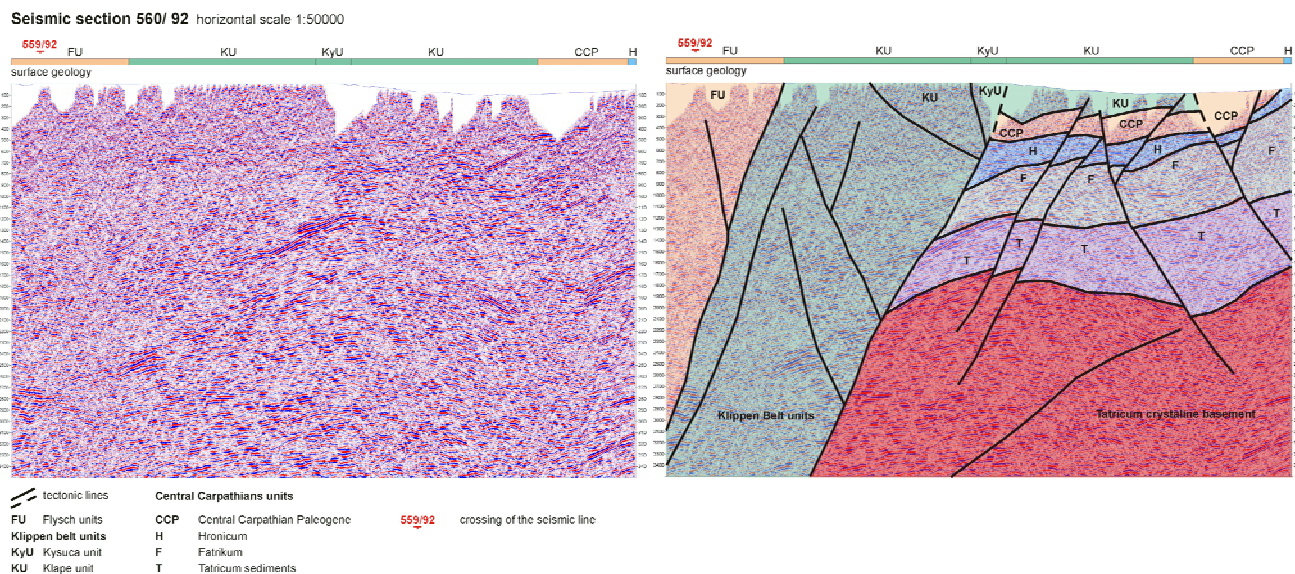
Obr. 11. konfigurácia štruktúrnych prvkov na lokalite Zázrivá-zvážnica: a) stereogram nameraných a skonštruovaných vrásových osí, b) mezoskopické plochy násunov (koníky), c) tenzné pukliny.

Zázrivá-Zvážnica. Profil vrstvomého sledu fatrika od stredného triasu až po spodnú kriedu možno viac-menej súvisle pozorovať v záreze lesnej cesty – zvážnice – na severných svahoch Malej Fatry medzi kótami Malé Ostré (931) a Veľké Ostré (1 167). Napäťový režim so ssv.-jjz. orientovanou kompresiou vyprodukoval vrásovú deformáciu, pozorovanú predovšetkým v rádioláriových vápencoch strednej až vrchnej jury (žiarske súvrstvie). Vrásové osi sú orientované sv.-jz. až v.-z. smerom (obr. 11a). Okrem vrásových štruktúr bola na lokalite pozorovaná aj násunová deformácia v slienitých spodnojurských vápencoch allgäuskeho súvrstvia (obr. 11b, obr. 7D) so smerom tektonického transportu na J. Skupinu pozorovaných štruktúrnych prvkov dotvárajú tenzné pukliny, vyplnené fibróznym kalcitom. Na základe superpozície puklinovej výplne boli určené dve generácie tenzných puklín a ich relatívna sukcesia. Pukliny so sv.-jz. a sz.-jv. priebehom sú staršie ako s.-j. subvertikálne pukliny (obr. 11c).

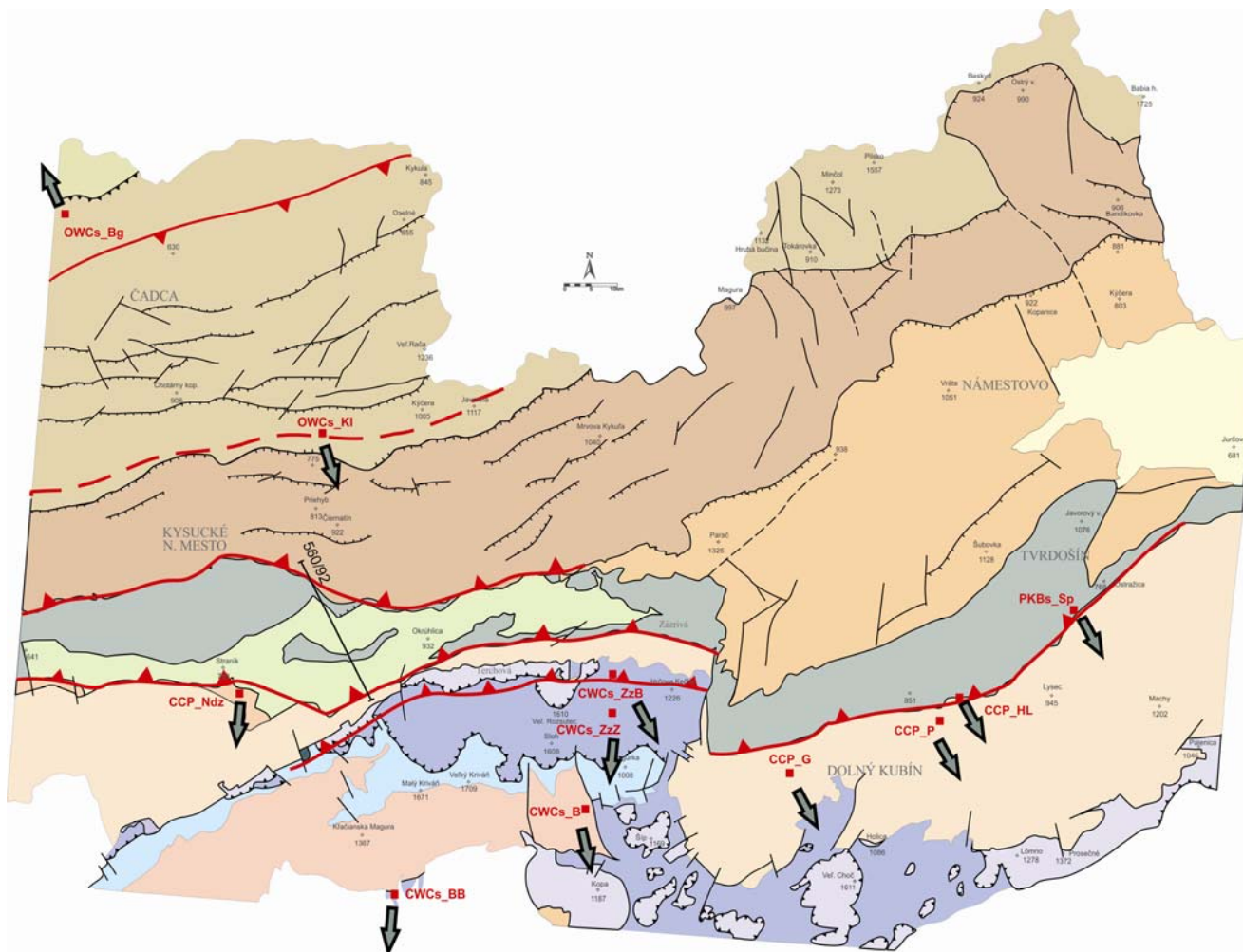
Tektonický štýl deformácie

Pre územie kontaktnej zóny externíd a interníd Západných Karpát v oblasti varínskeho a oravského úseku bradlového pásma je charakteristická juhovergentná tektonika.

Pomocou metodík štruktúrnej a orientačnej analýzy boli identifikované mezoskopické násuny a vrásy s vergenciou generálne na J (obr. 12, 13). Okrem plastickej deformácie vrásového charakteru sú litotektonické jednotky kontaktnej zóny výrazne porušené krehkou zlomovou tektonikou. Dominantne sú zastúpené juhovergentné prešmyky, ako aj smerné posuny na sz.-jv. a sv.-jz. orientovaných plôchách.



Obr. 12. Interpretácia seizmického profilu 560/92 vo varínskej časti severného priebehu kontaktnej zóny (Vitáloš a Hók in Pešková et al., 2008a; Potfaj, 1996). Línia profilu je zobrazená na obr. 13.



Obr. 13. Zjednodušený model povrchového priebehu štruktúrneho vejára v severnom priebehu kontaktnej zóny externíd a interníd Západných Karpát. Os štruktúrneho vejára je vyznačená prerušovanou čiarou. Šípkami je v schéme znázornená kinematika štruktúrnych prvkov na jednotlivých lokalitách.

Prešmykové zlomy nie sú distribuované len v sedimentárnych sekvenciách kontaktnej zóny, ale porušujú aj kryštalinikum tatrika (Sentpetery, 2011).

Paragenéza štruktúrnych prvkov vznikala v kompresnom až transpresnom napätovom režime so sz.-jv. až ssz.-jjv. orientovanou kompresiou. Početné výskyty krehkých štruktúr indikujú deformáciu odohrávajúcu sa v krehkých až krehkoduktilných podmienkach pri nižších teplotných podmienkach.

Diskusia

Kenozoická zóna kontaktu externíd a interníd je výrazná štruktúra Západných Karpát s intenzívnou deformáciou, ktorá rezultuje z postavenia na rozhraní dvoch litotektonicky a štruktúrne odlišných pásiem, resp. litosférických dosiek v ich hlbokom podloží. Intenzívna deformácia sa najviac prejavila v horninových sekvenciách bradlového pásma. Hlavné tektonické jednotky externíd a externého okraja interníd preväzujú do časovo a geneticky jednotného štruktúrneho vejára, ktorý vznikol v dôsledku kolízie bloku CZK a európskej platformy (Kováč, 2000).

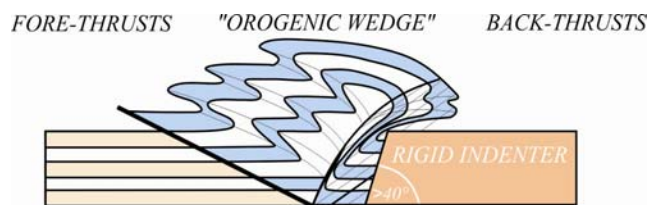
Na stavbe štruktúrneho vejára sa podieľajú jednotky flyšového pásma externých Západných Karpát, jednotky bradlového pásma spolu s paleogénnymi sedimentmi pribradlovej zóny, CKPB, ako aj frontálna časť centrálnokarpatských jednotiek. Štruktúra vejára je strmá, prevrátená na juh. Typické sú systematicky prevrátené vrstvové sledy jednotiek bradlového pásma a externíd. Tektonické jednotky externíd a bradlového pásma sú spoločne juhovergentne nasunuté na paleogénne sedimenty CKPB, ako aj na centrálnokarpatské tektonické jednotky Malej Fatry. Kontakt štruktúry bradlového pásma so sedimentmi CKPB je v celej dĺžke severného segmentu kontaktnej zóny tektonický (Potfaj, 1981, 1988; Potfaj et al., 2002). Fenomén juhovergentnej tektoniky sa prejavil v existencii mezozoických duktilných a krehkých štruktúrnych prvkov, ako aj spätnými násunmi regionálneho charakteru. V oblasti medzi Malým a Veľkým Rozsutcom sú sedimentárne komplexy príkrovovej jednotky fatrika spätne nasunuté na sedimenty CKPB (Haško a Polák, 1978). Juhovergentné/spätné násuny v oblasti Varína a Oravy boli opísané už v minulosti (Matějka, 1931; Menčík a Pešl, 1966; Andrusov, 1968; Haško a Polák, 1978). Štruktúry s južnou vergenciou sa však nepovažovali za súčasť štruktúrneho vejára, ale sa vysvetľovali mechanickými podmienkami v čelách príkrovov (zbrzdňovanie) (Menčík a Pešl, 1966) alebo pootočením krých karpatského bloku pri nasúvaní na platformu (Roth, 1977). Z novších výskumov bola juhovergentná tektonika zdokumentovaná aj v Krivánskej Fatre (Sentpetery, 2011, 2012), v oblasti Zázrivej (Marko et al., 2005), v oblasti varínskeho a oravského úseku bradlového pásma (Potfaj et al., 1996; Pešková et al., 2007, 2009; Pešková a Hók, 2008a) a v Turčianskej kotline (Hók et al., 1998).

Interpretácie seizmických profilov 559/92, 560/92 a 518/87 z oblasti varínskeho úseku bradlového pásma (Potfaj, 1996; Král et al., 2007; Pešková a Hók, 2008a) a seizmického karpatského transektu 2T2aT z oravského úseku bradlového pásma (Vozár et al., 1998) prinášajú geofyzikálne dôkazy o juhovergentnej tektonike (obr. 12). Na uvedených seizmických profiloch je možné pozorovať základné črty/charakteristiky spätných presunov externých

jednotiek na internidy. Jednotky alebo časť jednotiek bradlového pásma sú spätne nasunuté na sedimenty CKPB, rovnako ako na paleoalpínske jednotky CZK.

Os štruktúrneho vejára sleduje zhruba severný okraj bystrickej jednotky magurského príkrovu (Potfaj et al., 2003). Severovergentný tektonický režim možno vydedukovať z mapového obrazu (Potfaj, 2002), kde štruktúra bystrickej jednotky je v blízkosti kontaktu s bradlovým pásmom strmo uklonená na S a vrstvy sa nachádzajú prevažne v prevrátenej stratigrafickej pozícii. Smerom na S pri prechode do sliezkej a račianskej čiastkovej jednotky sú sklony vrstiev miernejšie, ich sklon smeruje na J a polarita vrstiev je prevažne v normálnej stratigrafickej pozícii (obr. 13).

Predpokladáme, že mechanizmus tvorby štruktúrneho vejára vznikol v transpresnom režime s násunmi v čele orogénu, resp. v predpolí (*fore-thrusts*), ako aj spätnými násunmi v tylovej časti (*back-thrust*) za vzniku dvojvergentnej vejárovej štruktúry (*double vergent structure*) (obr. 14; podľa Perssona a Sokoutisa, 2002, upravené).



Obr. 14. Model bivergentného štruktúrneho vejára za vzniku násunov v čele orogénu (*fore-thrust*), ako aj spätných násunov (*back-thrust*) v tylovej časti orogénu (podľa Perssona a Sokoutisa, 2002; upravené).

Na dôležitú úlohu horizontálneho/smerného posunu a kompresnej zložky napätia pri formovaní štruktúry bradlového pásma poukázali v minulosti viacerí autori (Ratschbacher et al., 1993; Nemčok a Nemčok, 1994; Kováč a Hók, 1996). V severnom segmente (varínsky a oravský úsek) predstavuje kontaktná zóna prevažne juhovergentnú časť štruktúrneho vejára (Pešková a Hók, 2008b), pričom jeho osová časť je situovaná externe (severne) od povrchového priebehu bradlového pásma.

V severnom segmente povrchového priebehu horninových sekvencií bradlového pásma nie sú evidencie o staršej tektonickej deformácii, ktorá by súvisela s tvorbou štruktúry kontaktnej zóny pred paleogénom. Na tento fakt poukázali už v minulosti aj Kováč a Hók (1996). Predgosauské (paleoalpínske) štruktúry boli zaznamenané iba v horninových komplexoch CZK v Krivánskej Fatre. Vzhľadom na to, že paleogénne sedimenty sú inkorporované do štruktúry kontaktnej zóny, môžeme deformáciu kontaktnej zóny datovať do obdobia po paleogéne. Mladšie sedimenty ako paleogénne sa v danom segmente kontaktnej zóny nezistili, a preto bližšie časové zaradenie deformácie nie je možné.

Záver

Tektonická deformácia a vznik kontaktnej zóny sú výsledkom kontinuálneho štruktúrneho pretvorenia v transpresnom procese. Semiduktilný deformačný postih, ktorý vytvoril základné štruktúrne črty kontaktnej zóny, je možné datovať do spodného miocénu.

Tab. 1 Zoznam študovaných lokalít varínskeho a oravského úseku bradlového pásma.

Kód lokality	Názov lokality	GPS koordináty		Tektonické zaradenie	Stručný litologický opis
CWCs-Zz	Záznivá-zvážnica	N 49° 13,890'	EO 19° 08,521'	fátrikum	sivé a žltkaste škvrnité vápence (fleckenmergel – ždiarske súvrstvie)
CWCs-B	Bystrická	N 49° 10,825'	EO 19° 07,496'	tatríkum	granity a granitoidy Malej Fatry
CWCs-BB	Biele brehy	N 49° 07,491'	EO 18° 59,049'	fátrikum	svetlosivé vápence neokómu
CWCs-ZzB	Záznivá-Biela	N 49° 14,807'	EO 19° 9,352'	fátrikum	svetlosivé vápence neokómu
PKBs-KH	Krásna hôrka	N 49° 19,522'	EO 19° 31,951'	jednotky bradlového pásma	rytmicky sa striedajúce pieskovce s ílovcami (prevládajú pieskovce), bahnotoky (senón – paleogén); červené rádioaktívne vápence (kimeridž)
PKBs-HL	Horná Lehota	N 49° 14,971'	EO 19° 24,479'	jednotky bradlového pásma	sivé slienité vápence (titón – neokóm)
PKBs-PHL	Pred Hornou Lehotou	N 49° 15' 680''	EO 19° 24' 403''	jednotky bradlového pásma	pieskovcové lavice hrubé asi 20 – 30 cm, miestami vápnité (stromowiecky flyš)
PKBs-P	Pribiš	N 49° 14,965'	EO 19° 23,201'	jednotky bradlového pásma	rytmicky sa striedajúce pieskovce s ílovcami (krieda)
PKBs-Sp	Studený potok	N 49° 17' 33,04''	EO 19° 30' 38,9''	jednotky bradlového pásma	červené a svetlozelené slíne (púchovské?)
PKBs-Rcb	Racibor	N 49° 15,249'	EO 19° 20,388'	jednotky bradlového pásma	svetlé kalpionelové vápence, sivé, miestami až čierne slienité ílované bridlice, pyritizované
PKBs-Cc	Ciečov	N 49° 18,235'	EO 19° 28,003'	jednotky bradlového pásma	škvrnité slienité vápence (kysucká jednotka)
PKBs-Zzp	Záznivá-potok			jednotky bradlového pásma	pieskovce, ílovce a slíne
PKBs-ZzDp	Záznivá-Dušanov potok			jednotky bradlového pásma	svetlosivé mikritické vápence, masívne
PKBs-Vd	Vadičov			jednotky bradlového pásma	tenko vrstvené flyšové súvrstvie – snežnícke vrstvy
PKBs-Be	Belá	N 49° 14,557'	EO 19° 56,653'	jednotky bradlového pásma	pieskovce a ílovce klapskej jednotky
Pkbs-Puv	Pupov vrch			jednotky bradlového pásma	pieskovce a ílovce klapskej jednotky
PKBs-Š	Šipková	N 49° 17,405'	EO 19° 4,496'	jednotky bradlového pásma	pieskovce a ílovce klapskej jednotky
CCP-HL	Horná Lehota	N 49° 14,986'	EO 19° 24,567'	paleogénne sedimenty CKPB	pieskovcovo-ílovcové zuberecké súvrstvie
CCP-Kr	Krivá	N 49° 16' 04''	EO 19° 31' 56''	paleogénne sedimenty CKPB	pieskovcové lavice Bielopotockého súvrstvia, na spodných vrstvovitých plochách sa vyskytuje „Helmin Thaper“
CCP-DM	Dlhý most	N 49° 15' 51''	EO 19° 27' 49''	paleogénne sedimenty CKPB	pieskovcové lavice Bielopotockého a zubereckého súvrstvia
CCP-ZzPv	Záznivá-Petrová – vrása	N 49° 15' 57''	EO 19° 06' 50''	paleogénne sedimenty CKPB	ílovcové hutianskeho súvrstvia
CCP-Hb	Habovka	N 49° 16' 26''	EO 19° 38' 34''	paleogénne sedimenty CKPB	bioturbované (<i>ophiomorpha</i>) pieskovce bielopotockého súvrstvia
CCP-P	Pribiš	N 49° 13,883'	EO 19° 24,028'	paleogénne sedimenty CKPB	rytmický flyš, bahnotoky s karbonátovým materiálom hutianskeho súvrstvia
CCP-ZzČ	Záznivá-Čremoš			paleogénne sedimenty CKPB	pieskovcovo-ílovcové súvrstvie
CCP-G	Gäcel'			paleogénne sedimenty CKPB	pieskovcovo-ílovcové zuberecké súvrstvie
CCP-Ndz	Nedezza			paleogénne sedimenty CKPB	ocelovosivé pieskovce
CCP-ZzPp	Záznivá-Petrov potok	N 49° 15,594'	EO 19° 5,887'	paleogénne sedimenty CKPB	ílovcovo-pieskovcové súvrstvie
CCP-Pdh	Podhorskovci	N 49° 18,462'	EO 19° 12,295'	paleogénne sedimenty CKPB	pieskovcovo-ílovcové súvrstvie
OWCs-ZzOL	Oravská Lesná – cesta	N 49° 21,328'	EO 19° 09,079'	oravskomagurská jednotka	silne tektonicky porušené pieskovcové horniny
OWCs-OL	Oravská Lesná			bystrická jednotka	rytmicky sa striedajúce pieskovcové lavice s ílovcami
OWCs-RdLu	Radóška – Lutiše			bystrická jednotka	„slienité“ bridlice a vápence
OWCs-Bg	Bazgerka	N 49° 27,655'	EO 18° 39,267'	račianska jednotka	pieskovce
OWCs-HI	Hlavice	N 49° 28,189'	EO 18° 37,125'	sliezsky príkrov	ílovcové menilitového typu
OWCs-KIb	Klubina-Iom	S 49° 21,842'	EO 18° 53,083'	bystrická jednotka	pieskovcovo-ílovcové súvrstvie (prevládajú pieskovce)

Štruktúrnym výskumom sa preukázalo, že tektonický postih spojený s kolíziou európskej platformy a bloku CZK (v zmysle recentného obrazu) zasahuje v podobe štruktúrneho vejára vrátane juhovergentných násunov širšiu oblasť, ako sa dosiaľ predpokladalo. Tvar štruktúrneho vejára a vývoj spätných násunov je úzko spätý (závislý) so sklonom platformy, ako aj indentorom, t. j. so sklonom blokov v transpresnej zóne.

Bližšie definovanie rozsahu interne (juhovergentne) orientovaných násunov spresňuje rozsah pribradlovej zóny (sensu Mahel', 1980). Za pribradlovú zónu v danom kontexte je možné chápať štruktúry, ktoré vznikli počas spodného miocénu v procese tvorby dvojvergentne orientovaného vejára kontaktnej zóny, postihujúce externé časti centrálnych Západných Karpát.

Podakovanie

Táto práca vznikla vďaka Agentúre na podporu výskumu a vývoja prostredníctvom finančnej podpory č. APVV-0158-06 a APVV-0465-06 a VEGA 1/4044/07 a 1/0587/11.

Literatúra

- Andrusov, D., 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 187 s.
- Andrusov, D., Fusán, O. a Samuel, O. in Andrusov, D. a Samuel, O. (eds.), 1983: Stratigrafický slovník Západných Karpát 1. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 440 s.
- Bezák, V. (ed.), 2004: Tektonická mapa Slovenskej republiky 1 : 500 000. Bratislava, Ministerstvo živ. prostr. Slovenskej republiky – Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Biely, A., Bezák, V., Elečko, M., Gross, P., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Nemčok, J., Potfaj, M., Rakús, M., Vass, D., Vozár, J. a Vozárová, A., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska 1 : 500 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 77 s.
- Haško, J. a Polák, M., 1978: Geologická mapa Kysuckých vrchov a Krivánskej Malej Fatry, M 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Hók, J., 2006: Tektonické etapy vo vývoji Západných Karpát. Habilitačná práca. Manuskript. Bratislava, archív PriF UK, 51 s.
- 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., 4, 3, 165 – 176.
- Książkiewicz, M., 1977: The tectonics of the Carpathians. In: Pożaryski, W. (ed.): Geology of Poland, 4. Warszawa, Instytut Geologiczny, 476 – 620.
- Kováč, M., 2000: Geodynamický, paleogeografický a štruktúrny vývoj karpatsko-panónskeho regiónu v miocéne: Nový pohľad na neogénne panvy Slovenska. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 202 s.
- Kováč, M., Marko, F. a Nemčok, M., 1993: Neogene structural evolution and basin opening in the Western Carpathians. Geophys. Trans., 37, 4, 297 – 309.
- Kováč, P. a Hók, J., 1996: Tertiary development of the western part of Klippen Belt. Slovak Geol. Mag., 2, 137 – 149.
- Král, M., Šujan, M., Vitaloš, R., Hók, J. a Nagy, A., 2007: Záverečná správa z geologických prác: Geotermálny zdroj Teplička nad Váhom. Geologická štúdia. Manuskript. Bratislava, EQUIS.
- Mahel', M., 1980: Pribradlové pásmo, charakteristika a význam. (The Peri-klippen zone: its nearer characterization and significance – english abstract). Miner. slov., 12, 193 – 207.
- Marko, F., Vojtko, R., Plašienka, D., Sliva, E., Jablonský, J., Reichwalder, P. a Starek, D., 2005: A contribution to the tectonics of the periklippen zone near Zázrivá (Western Carpathians). Slovak Geol. Mag., 11, 1, 37 – 43.
- Matějka, A., 1931: La partie orientale de la Malá Fatra. In: Matějka, A. a Andrusov, D. (eds.): Guide des excursions dans les Carpathes occidentales. Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ., 13A, 303 – 316.
- Menčík, E. a Pešl, V., 1996: Geologická stavba medzi slezským a magurským príkrovom v oblasti Bílá. Geol. Práce, Spr., 38, 99 – 110. Ex: Buday, T., Bezák, V., Potfaj, M. a Suk, M., 1991: Diskuse k interpretaci reflexních seizmických profilů v Západních Karpatech. Miner. slov., 23, 2, 275 – 276.
- Mišík, M., Chlupáč, I. a Cicha, I., 1985: Stratigrafická a historická geológia. Bratislava, SPN, 304 – 344.
- Nemčok, M. a Nemčok, J., 1994: Late Cretaceous deformation of the Pieniny Klippen Belt, West Carpathians. Tectonophysics, 239, 81 – 109.
- Oszczypko, N. a Ślaczka, A., 1989: The evolution of the Miocene basin in the Polish Outer Carpathians and their foreland. Geol. Zbor., 40, 1, 23 – 37.
- Pešková, I. a Hók, J., 2008a: The origin and implication of the reverse structures recorded in the frontal part of the Central Western Carpathians. SlovTec 08 – Proceedings and excursion guide, State Geological Institute of Dionyz Stur.
- Pešková, I. a Hók, J., 2008b: The double-vergent structures of the western part of the Pieniny Klippen Belt. Miner. slov., Geovestník, 40, 3 – 4, 247.
- Pešková, I., Hók, J., Potfaj, M., Šujan, M. a Vitáloš, R., 2007: Back-thrusting in the Varín and Orava segments of the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians). Miner. slov., Geovestník, 39, 4, 11.
- Pešková, I., Vojtko, R., Starek, D. a Sliva, E., 2009: Late Eocene to Quaternary deformation and stress field evolution of the Orava region (Western Carpathians). Acta Geol. Pol., 59, 1, 73 – 91.
- Persson, K. S. a Sokoutis, D., 2002: Analogue models of orogenic wedges controlled by erosion. Tectonophysics, 356, 323 – 336.
- Plašienka, D., 1999: Tektonochronológia a paleotektonický model jursko-kriedového vývoja centrálnych Západných Karpát. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 125 s.
- Plašienka, D., Hók, J., Vozár, J. a Elečko, M. (eds.) et al., 1997: Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas. International Conference – 100th Anniversary Dimitrij Andrusov. Abstracts & Introductory articles to the excursion. Bratislava, Geol. Survey of Slovak republic, Dionyz Štúr Publ.
- Plašienka, D., Vozár, J. a Bielik, M., 2008: The Pieniny Klippen Belt at the depth-rooted, or unrooted? SlovTec 08 – Proceedings and excursion guide, State Geological Institute of Dionyz Stur.
- Polák, M. (ed.), Potfaj, M., Filo, I., Broska, I., Kohút, M., Mello, J., Bezák, V., Teťák, F., Gross, P., Biely, A., †Rakús, M., Hók, J., Vozár, J., Nagy, A. a Maglay, J., 2008: Prehľadná geologická mapa Slovenskej republiky 1 : 200 000. Mapový list 26 – Žilina. Bratislava, Ministerstvo živ. prostr. Slovenskej republiky – Št. Geol. Ústav D. Štúra.
- Potfaj, M., 1981: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000 (list 26 411 – Trstená). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Potfaj, M., 1988: Štruktúrny výskum flyšového pásma západného Slovenska s využitím interpretácie geofyzikálnych prác (Orava). Kanid. dizert. práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Potfaj, M., 1996: Geological project for the “Vadičov” drill hole. Geol. Práce, Spr., 101, 22 – 23.
- Potfaj, M. (ed.), Maglay, J., Šlepecký, T. a Teťák, F., 2002: Geologická mapa regiónu Kysúc 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Potfaj, M. (ed.), Šlepecký, T., Maglay, J., Hanzel, V., Boorová, D., Žecová, K., Kohút, M., Nagy, A., Teťák, F., Vass, B., Sandanus, M., Buček, S., Sýkora, M., Köhler, E., Fejdiová,

- O., Kandra, K., Samuel, O., Bubík, M. a Beleš, F., 2003: Vysvetlivky ku geologickej mape regiónu Kysuce 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 193 s.
- Ratschbacher, L., Frisch, W., Linzer, H. G., Sperner, B., Meschede, M., Decker, K., Nemčok, M., Nemčok, J. a Grygar, R., 1993: The Pieniny Klippen Belt in the Western Carpathians of northeastern Slovakia: structural evidence for transpression. *Tectonophysics*, 226, 471 – 483.
- Roth, Z., 1977: Struktury styku platformy a karpatského bloku. *Čas. Mineral. Geol.*, 22, 110 – 111.
- Sentpetery, M., 2011: Juhovergentná tektonika západnej časti Krivánskej Fatry (Centrálne Západné Karpaty). *Acta Geol. Slov.*, 3, 2, 123 – 129.
- Sentpetery, M. a Hók, J., 2012: Geologická stavba tatrika a fatrika v oblasti medzi Belianskou a Vrátnou dolinou (Krivánska Fatra). *Acta Geol. Slov.*, 4, 1, 65 – 74.
- Tari, G., Báldi, T. a Báldi-Beke, M., 1993: Paleogene retroarc flexural basin beneath the Neogene Pannonian Basin: a geodynamic model. *Tectonophysics*, 226, 433 – 455.
- Tomek, Č., 1993: Deep crustal structure beneath the central and inner West Carpathians. *Tectonophysics*, 226, 417 – 431.
- Tomek, Č., Ibrmajer, I., Koráb, T., Biely, A., Dvořáková, L., Lexa, J. a Zbořil, A., 1989: Korové struktury Západných Karpát na hlubinném reflexním seizmickém profilu 2T. *Miner. slov.*, 21, 3 – 26.
- Vass, D., Began, A., Gross, P., Kahan, Š., Krystek, I., Köhler, E., Lexa, J., Nemčok, J., Růžička, M. a Vaškovský, I., 1988: Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov Panónskej panvy na území ČSSR. Mapa 1 : 500 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Vozár, J. a Šantavý, J. (eds.), 1998: Atlas of deep reflection seismic profiles of the Western Carpathians and their interpretation. Bratislava, Min. Env. Slovak Rep.
- Winkler, W. a Słaczka, A., 1992. Sediment dispersal and provenance in the Silesian, Dukla, and Magura flysch nappes (Outer Carpathians, Poland). *Geol. Rdsch.*, 81, 2, 371 – 382.

GEOLOGICKÉ PRÁCE, SPRÁVY 120

Vydal Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava 2012

Vedúci odd. Vydavateľstva ŠGÚDŠ a propagácie: RNDr. Ladislav Martinský

Jazyková redaktorka: Ing. Janka Hrtusová

Grafická úprava a technické spracovanie: Gabriela Šipošová

Tlač a knižárske spracovanie: Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava