



GEOLOGICKÉ PRÁCE

ISSN 0433-4795

SPRÁVY

119

**GEOLOGICKÉ
PRÁCE
SPRÁVY 119**

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

S P R Á V Y

119

OBSAH

<i>Malik, P., Švasta, J., Bahnová, N., Kočícký, D., Ivanič, B., Mareta, M., Špilárová, I. a Zvara, I.</i> : Komplexná geologická informačná báza pre potreby ochrany prírody a manažmentu krajiny (GIB-GES)	7
<i>Remšík, A.</i> : Prehľad zdrojov geotermálnej vody na Slovensku	21
<i>Hraško, L. a Demko, R.</i> : Geologická stavba južných svahov masívu Sedem chotárov (jz. časť kohútskej zóny veporika)	33
<i>Dananaj, I., Liščák, P., Ondrejka, P., Brček, M., Baráth, I., Iglárová, L. a Putiška, R.</i> : Orientačný inžiniersko-geologický prieskum havarijného zosuvu v obci Krupina	53
<i>Ondrejka, P.</i> : Kritické úrovne pri systémoch včasného varovania na zosuvoch	67
<i>Ondrejka, P., Liščák, P., Dananaj, I., Gregor, M., Slaninka, I., Brček, M. a Putiška, R.</i> : Inžinierskogeologický prieskum havarijného zosuvu v obci Vinohrady nad Váhom, časť Kamenica.....	79

Komplexná geologická informačná báza pre potreby ochrany prírody a manažmentu krajiny (GIB-GES)

COMPLEX GEOLOGICAL INFORMATION BASE FOR THE NEEDS OF NATURE PROTECTION AND LANDSCAPE MANAGEMENT

PETER MALÍK¹, JAROMÍR ŠVASTA¹, NATÁLIA BAHNOVÁ¹, DUŠAN KOČICKÝ², BORIS IVANIČ², MARTIN MARETTA²,
IVANA ŠPILÁROVÁ² a IVAN ZVARA²

¹Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, oddelenie hydrogeológie, geotermálnej energie a geochemie životného prostredia, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava 11; peter.malik@geology.sk; jaromir.svasta@geology.sk; natalia.bahnova@gmail.com

²ESPRIT, s. r. o., Pletárska 2, PO BOX 27, 969 27 Banská Štiavnica; kocicky@esprit-bs.sk; ivanic@esprit-bs.sk; maretta@esprit-bs.sk; spilarova@esprit-bs.sk; zvara@esprit-bs.sk

Abstrakt. Na základe spracovania archivovaných podkladov o 16 360 hydrogeologických vrtoch a 17 169 inžinierskogeologických sondách z celého územia Slovenska bola vytvorená generalizovaná rastrová mapa hĺbky hladín podzemnej vody územia SR s rozlíšením rastra 200 x 200 m. Generovanie rastra hladiny podzemnej vody sa realizovalo podľa typu obehu podzemnej vody interpoláciou jej hladín v aluviálnych územiach a územiach v susedstve alúvií (koncové formy georeliéfu), zvláštnou interpoláciou v nivách horských tokov, interpoláciou na územiach s dostatočnou hustotou hydrologických vrtoch, interpoláciou v oblastiach typu hydrogeologického masívu a interpoláciou v oblastiach s krasovým obehom podzemnej vody. Na základe hydroizohýps a smerov prúdenia podzemnej vody dokumentovaných v archivovaných výsledkoch terénnych prác hydrogeologických výskumov a prieskumov, ako aj na podklade digitálneho modelu reliéfu sa zostavila rastrová mapa smerov prúdenia podzemnej vody 200 x 200 m. Nad digitálnym modelom reliéfu 20 x 20 m sa realizovala reklasifikácia morfológických parametrov a abiokomplexov digitálnej databázy a vytvorenie jednotne ponímaných regionálnych charakteristík morfologickej a geologickej členitosti územia.

Kľúčové slová: Slovenská republika, hydrogeologické vrty, inžinierskogeologické sondy, interpolácia, hĺbka hladiny podzemnej vody, smery prúdenia podzemnej vody

Abstract. Based on the processing of archival data on 16,360 hydrogeological wells and 17,169 engineering geological probes over the entire territory of Slovakia, a generalized raster map of groundwater level depths beneath the ground surface was created with a grid resolution of 200 x 200 m. The generation of raster data was carried out according to the following types of groundwater circulation, (1) by interpolation in alluvial deposits, (2) by special interpolation in mountain streams' alluvia, (3) by interpolation in areas with sufficient data density from boreholes, (4) by interpolation for the hydrogeological massif type of circulation and (5) by interpolation for karstic areas. Based on hydroisohypses and vectors groundwater flow direction vectors documented in the archived results of fieldwork hydrogeological investigations and surveys, as well as on the basis of digital elevation model, 200 x 200 m raster map of groundwater flow directions was prepared. Using digital elevation model of 20 x 20 m, reclassification of morphological parameters and abiocomplexes was carried out and unified digital database of regional geological and morphological characteristics of the mountainous terrain was created.

Keywords: Slovak Republic, hydrogeological boreholes, engineering geological boreholes, interpolation, groundwater level depth, groundwater flow directions

ÚVOD

Základným stavebným kameňom regionálnych geoekologických štúdií, ako aj aplikačných environmentálnych štúdií sú mapy abiotických komplexov. Na vytvorenie multifunkčných využiteľných geologických a hydrogeologických podkladov o prvotnej krajinskej štruktúre v praxi na celom území Slovenska použiteľných na optimálnu ochranu prírody a racionálny krajinný manažment (krajinoekologické plánovanie) je potrebné zostavenie uceleného zrozumiteľného výstupu vo forme georeferencovanej informačnej bázy. Kvalita takýchto podkladových máp sa vždy odráža v kvalite hodnotenia prírodných potenciálov a hrozieb, ekologickej únosnosti a stability krajiny, územných systémov ekologickej stability (ÚSES) či hodnotenia vplyvov činností na životné prostredie (EIA) založených na danej informačnej báze. Problematike korektného odvodnenia takýchto máp sa u nás zatiaľ nevenovala dostatočná pozornosť. Zvyčajne sú zaužívané postupy najjednoduchšej tvorby abiokomplexov ako subsystému fyzickogeografických komplexov metódou naloženia odvetvových máp často rôznej pôvodnej mierky a výrazne odlišnej kvality (najmä priestorovej presnosti informácie). Takýto postup je ťažko akceptovateľný predovšetkým vo veľkých (podrobných) mierkach. Všetky ďalšie (často náročné a korektné) operácie na súbore spochybniteľných základných údajov vedú potom aj k pochybnému celkovému výsledku. Význam podrobného spracovania mapy abiokomplexov spočíva v poskytovaní vnútorne nerozporných informácií o abiotickom komplexe pre potrebu širokého spektra aplikačných štúdií syntetickým spôsobom. V procese jej tvorby sa musia zároveň sformulovať exaktné postupy získavania a vyčleňovania priestorových geoekologických jednotiek. Významným aplikačným prínosom každej takto zostavenej mapy môže byť aj využitie informácií o georeliéfe, či už pri obsahovom zjednocovaní informačnej bázy, alebo aj pri priestorovej extrapolácii údajov. Takto orientovanú úlohu

pod názvom *Komplexná geologická informačná báza pre potreby ochrany prírody a manažmentu krajiny (GIB-GES)* riešili pracovníci Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra (ŠGÚDŠ) v rokoch 2007 až 2011 v spolupráci so spoločnosťou Esprit, s. r. o., Banská Štiavnica. Obstarávateľom geologických prác bolo Ministerstvo životného prostredia Slovenskej republiky (MŽP SR), reprezentované sekciou geológie a prírodných zdrojov

Potreba využitia podkladových údajov o smeroch prúdenia a hĺbke hladiny podzemnej vody pod povrchom terénu vyplýva z potrieb každodennej praxe zostavovania nielen aplikačných geoeologických a environmentálnych štúdií, ale aj v iných oblastiach (inžinierska geológia, pedológia, geotechnika, poľnohospodárstvo, krajinotvorba, urbanizmus...). Zodpovedné určenie smerov prúdenia podzemnej vody si vyžaduje sústredené úsilie pri koordinovanom zameraní hladín podzemnej vody v rovnakom čase. V súčasnosti sa na Slovensku z finančných dôvodov prakticky nerealizujú úlohy, ktoré by mali regionálnu výpovednú hodnotu. Aj v minulosti sa realizovalo iba niekoľko desiatok takto orientovaných geologických úloh. Väčšina ich výsledkov je, našťastie, uložená v Geofonde Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra – centrálnej archíve záverečných správ geologických prác, kde sú k dispozícii na ďalšie spracovanie.

Najspoľahlivejším zdrojom údajov o hladinách podzemnej vody sú údaje zo sond – objektov štátnej hydrologickej siete podzemnej vody Slovenského hydrometeorologického ústavu (SHMÚ). Na týchto objektoch sa hladina podzemnej vody pravidelne pozoruje v týždenných, denných a hodinových časových intervaloch. Následne je možné zohľadňovať okamžitý stav hladín k danému dátumu, sezónnosť ich kolísania, ako aj dlhodobé vplyvy klimatických zmien (Kullman ml. a Kullman st., 2007). Na území Slovenska sa v roku 2010 takto pozorovalo 1 138 objektov štátnej hydrologickej siete podzemnej vody SHMÚ. Väčšina pozorovacích objektov je situovaná v kvartérnych sedimentoch a len nevelký počet (63 objektov) je lokalizovaný aj v predkvartérnych útvaroch od sedimentárneho neogénu až po kryštalinikum (Kullman et al., 2011). Cieľom tejto práce bolo vytvorenie základného geoinformačného rámca o podzemnej vode prostredníctvom generalizovaného stanovenia hĺbky hladiny podzemnej vody komplexne z celého územia Slovenska. To bolo možné dosiahnuť len využitím priestorovej databázy bodových údajov z dokumentovaných hydrogeologických vrtov, ako aj naplnením rozsiahlej databázy masívnym počtom doteraz nedigitalizovaných údajov o hĺbke hladiny podzemnej vody z inžinierskogeologických sond zaznamenaných v inžinierskogeologických správach uchovávaných v Geofonde ŠGÚDŠ.

V rámci prác sa urobila aj reklasifikácia morfologických parametrov a abiokomplexov digitálnej databázy a vytvorili sa jednotne ponímané regionálne charakteristiky morfolologickej a geologickej členitosti územia. Tvorba a charakterizácia typov abiokomplexov (ABK) sa vykonala syntézou abiotických prvkov krajiny reklasifikáciou a prehodnotením podkladov z digitálnej databázy, spracovaním dopĺňajúcich charakteristík (expozícia, nadmorská výška, oslnenie, klimatický typ), spracovaním polohových a regionálnych charakteristík horizontálnej a vertikálnej členitosti, revíziou priebehu hraníc geomorfologických jednotiek na úrovni mierky

1 : 50 000 a vyčlenením polohových jednotiek reliéfu s využitím základnej geologickej mapy v tejto mierke, zostavenej v ŠGÚDŠ v predchádzajúcom období. Na základe týchto údajov bol zostavený erozívno-akumulačný model reliéfu súčasnej krajiny. Všetky údaje sa spracúvali do georeferencovaných GIS-ových vrstiev z celého územia Slovenskej republiky (~49 030 km²) s jednotne definovanou náplňou umožňujúcou čitateľnosť, jednoduché spracovanie a autorizáciu podkladových vstupných údajov.

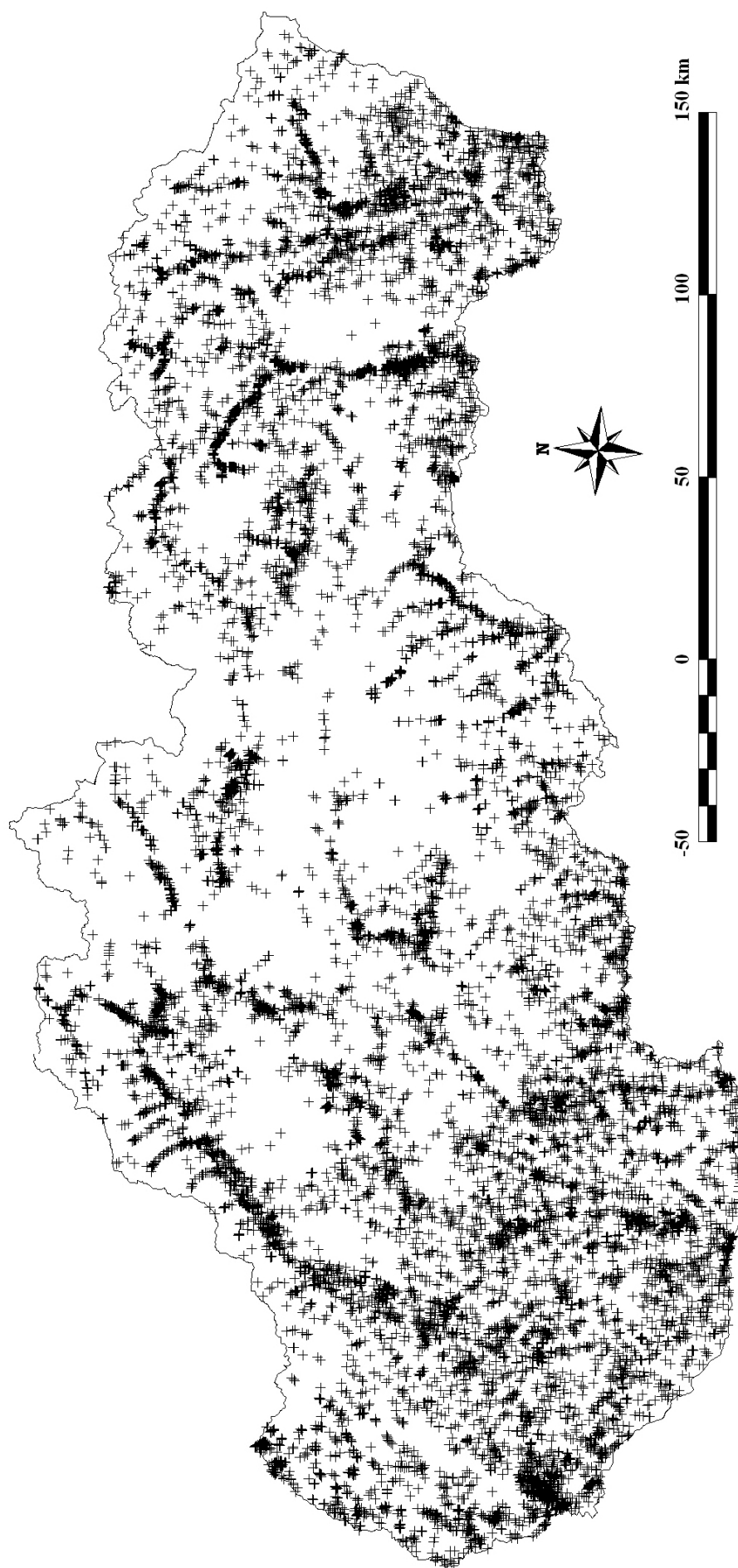
VSTUPNÉ ÚDAJE A METODIKA ICH SPRACOVANIA

Spracovanie databázy hydrogeologických vrtov

Na riešenie problematiky spojennej s excecpciou a interpoláciou hĺbky hladín podzemnej vody (výškových hydrogeologických údajov) sa v prvej fáze prác zhodnotili údaje o hĺbke hladín podzemnej vody z jestvujúcej databázy hydrogeologických vrtov z celého územia Slovenska (Malík – ed., 2007). Spomedzi 24 069 všetkých hydrogeologických vrtov obsiahnutých v tejto databáze sa však mohli takto spracovať údaje len zo 16 784 vrtov, pri ktorých existoval záznam o hĺbke hladiny podzemnej vody. Ďalším spracovaním údajov ostalo po vylúčení vrtov s napätou (artézskou) hladinou podzemnej vody 16 360 bodových údajov o hladine podzemnej vody. S ohľadom na adresáta výsledného spracovania a praktické potreby užívateľov pri ďalšom narábaní s údajmi v rámci interpolačného spracovania (v prípade existencie oboch údajov o narazenej i statickej – „ustálenej“ – hladine podzemnej vody pri hĺbení vrtu) sa uprednostňovali údaje o narazenej hladine. Aritmetický priemer hodnôt hĺbky hladín podzemnej vody pod terénom zistený zo všetkých hydrogeologických vrtov je 6,21 m, ich medián dosahuje hodnotu len 3,63 m. Smerodajná odchýlka tohto súboru má hodnotu 9,70 m. Ukázalo sa, že pokrytie územia Slovenskej republiky týmito údajmi je značne nerovnomerné – v niektorých oblastiach sú bez dokumentovaného hydrogeologického vrtu plochy s rozlohou často až niekoľko desiatok štvorcových kilometrov (obr. 1).

Spracovanie databázy inžinierskogeologických sond

Do zostavenej dátovej štruktúry hydrogeologických informácií o hĺbke hladín podzemnej vody získaných z hydrogeologických vrtov bolo preto potrebné doplniť údaje získané z inžinierskogeologických sond, kde sa takisto dokumentujú údaje o narazenej alebo ustálenej hladine podzemnej vody. Kvôli týmto údajom však bolo potrebné vytvoriť mierne odlišnú, relatívne jednoduchú štruktúru údajov pozostávajúcu zo súradníc sondy, jej nadmorskej výšky (ak tento údaj existuje), jej označenia, hĺbky a údajov o narazenej a statickej hladine podzemnej vody, resp. údaj, či bola podzemná voda sondou vôbec zastihnutá (Olekšák a Bahnová in Malík – ed., 2011). Následne sa spracovali údaje o úrovniach hladín podzemnej vody z inžinierskogeologických sond. Počas inžinierskogeologických prieskumov trvajúcich takmer storočie bolo v Geofonde ŠGÚDŠ archivované veľké množstvo inžinierskogeologických správ. S počiatočnou, len hmlistou pred-



Obr. 1. Lokalizácia spracovaných hydrogeologických vrtov na území Slovenska.

stavou o počte archivovaných údajov z inžinierskogeologických sond bolo preto potrebné pristúpiť k zodpovednému a dostatočne uspokojivému napĺňaniu databázy, a to čo najefektívnejšie. Skupina všetkých inžinierskogeologických správ sa podľa prieskumnej lokality rozdelila na 2 základné skupiny:

1. skupina správ z inžinierskogeologických výskumov a prieskumov v oblastiach s menšou koncentráciou osídlenia („na vidieku“), v menších či väčších obciach a v okresných a nekrajských mestách, obsahujúca spolu 24 812 správ Geofondu ŠGÚDŠ,

2. skupina správ z inžinierskogeologických výskumov a prieskumov realizovaných v okresných mestách, krajských mestách a v Bratislave, obsahujúca spolu 21 486 správ Geofondu ŠGÚDŠ.

Postup spracúvania tejto databázy bol stanovený tak, že v prvej fáze sa malo pristúpiť k preskúmaniu 20 000 inžinierskogeologických správ Geofondu z oblasti „vidieka“, pričom sa nespracúvali správy o inžinierskogeologickom prieskume pozostávajúcom z penetračných sond a vpichov, pretože neobsahujú informáciu o hladine podzemnej vody. Nevyužívali sa ani informácie z plytkých sond do hĺbky 5,0 m, ak sa nimi neoverila hladina podzemnej vody. Do databázy takto vstupovali len inžinierskogeologické sondy so zaznamenanou narazenou a/alebo ustálenou hladinou podzemnej vody a „suché“ sondy hlbšie ako 5,0 m. Postup spracúvania údajov z inžinierskogeologických sond je detailne opísaný v prácach Malíka (ed., 2011) a Malíka et al. (2011).

Napriek všetkým spomenutým opatreniam na optimalizáciu počtu sond vstupujúcich do databázy ich množstvo presiahlo riešiteľské kapacity. Z inžinierskogeologických správ sa do skončenia úlohy podarilo vložiť do databázy len 40 % správ z prieskumov realizovaných mimo území s vyšším stupňom osídlenia („na vidieku“) a nepodarilo sa vložiť žiadnu z prieskumov v okresných a krajských mestách. Za deväťdesiat rokov ukladania inžinierskogeologických správ v archíve Geofondu ŠGÚDŠ sa totiž zaevidovalo vyše 46 000 správ z celého územia Slovenska a celkový počet inžinierskogeologických sond realizovaných počas týchto prieskumných prác sa dá len odhadnúť. Tieto odhady kolísali od 200 000 do 700 000 sond. Dnes môžeme len predpokladať, že zo zhruba 46 000 inžinierskogeologických správ môžeme očakávať asi 120 000 sond s relevantnými údajmi o hladinách podzemnej vody (Bahnová in Malík – ed., 2011).

Aj pri maximálnom nasadení pracovníkov pri danom pomere časových a finančných možností bolo možné uvedeným spôsobom spracovať spolu 17 169 inžinierskogeologických sond. Z tohto počtu v prípade 4 267 sond neexistuje priamy záznam o hladine podzemnej vody (väčšinou „suché“ sondy). Tie z ďalšieho spracovania neboli vylúčené. Poskytli ale iný typ podporných údajov, ktorý sa nemôže priamo štatisticky zhodnotiť. Zo zvyšného počtu 12 902 inžinierskogeologických sond sa mohol stanoviť aritmetický priemer hĺbky hladín podzemnej vody pod terénom 3,64 m, medián dosahuje hodnotu 2,90 m a smerodajná odchýlka je 4,64 m. Aj v tomto prípade pri ďalšom narábaní s údajmi v rámci interpolačného spracovania sa ohľadom na praktické potreby užívateľov v prípade existencie oboch údajov o narazenej aj „ustálenej“ hladine podzemnej vody pri hĺbení vrtu sa uprednostňovali údaje

o narazenej hladine. Podobne aj databáza inžinierskogeologických sond spracovaná s preferovaním nesídlných oblastí poukázala na nerovnomerné pokrytie územia Slovenskej republiky inžinierskogeologickými sondami. Aj v tomto prípade jestvujú plochy s rozlohou aj niekoľko desiatok štvorcových kilometrov bez dokumentovanej inžinierskogeologickej sondy (obr. 2).

Spoločný priemet polôh inžinierskogeologických sond a hydrogeologických vrtov na plochu územia ukázal existenciu rozsiahlych odľahlých oblastí, ktoré nie sú dotknuté hydrogeologickým a inžinierskogeologickým prieskumom. V týchto oblastiach je extrapolácia či interpolácia zistenej hĺbky hladín podzemnej vody z bodových údajov takmer nemožná bez doplňujúcich údajov o georeliéfe. V ďalšom texte sú preto uvedené základné princípy, podľa ktorých bolo možné zostaviť prvú generalizovanú predstavu o plošnej distribúcii smerov prúdenia a hĺbke hladín podzemnej vody pod povrchom terénu v rasti s rozmerom bunky 200 x 200 m.

Spracovanie údajov o smeroch prúdenia podzemnej vody

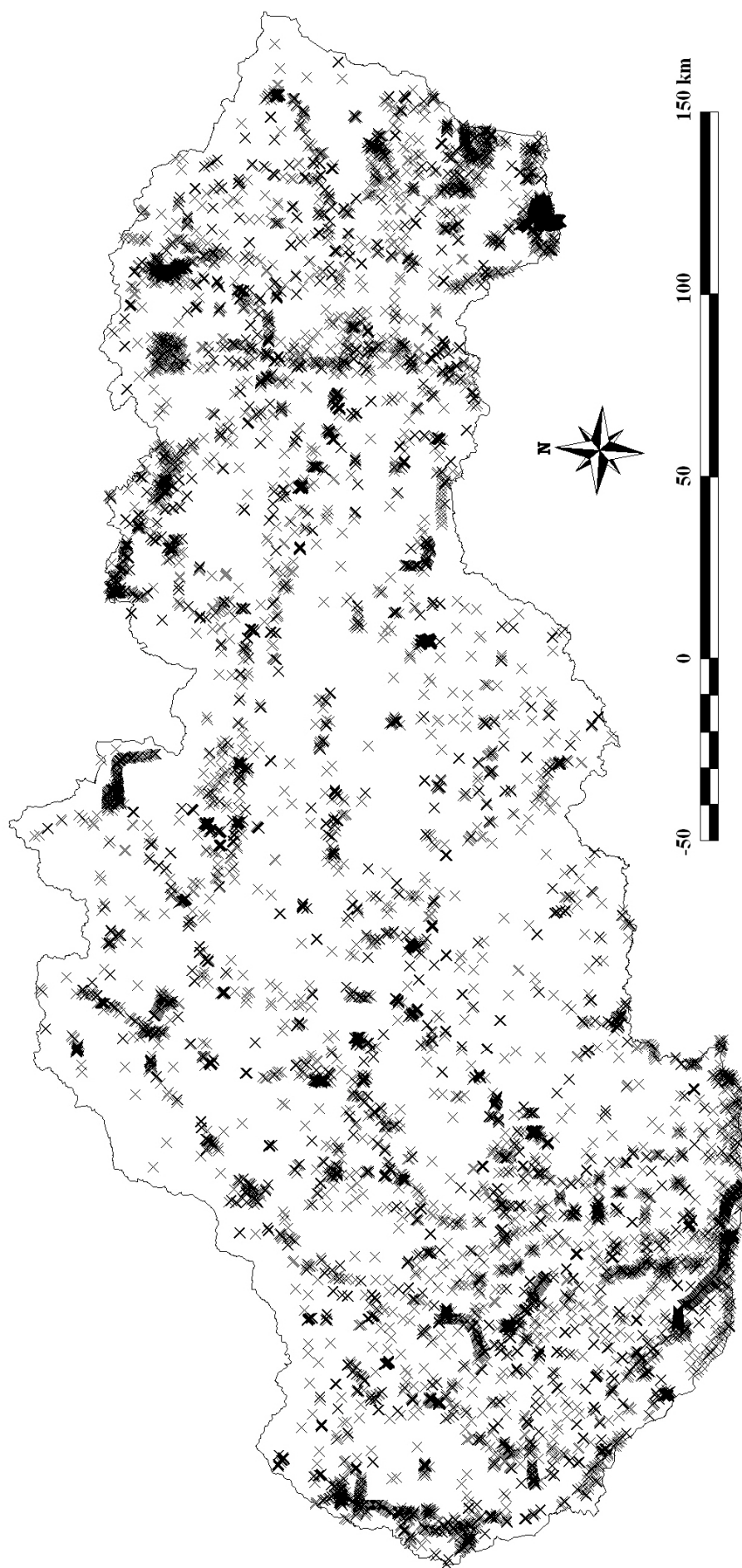
Vyhľadávanie údajov na stanovenie generálnych smerov prúdenia podzemnej vody sa v prvom rade sústredilo na získanie priebehu hydroizohýps zakreslených na základe terénnych prác hydrogeologických výskumov a prieskumov. Pri úrovni regionálnej mierky (riešenie širších než lokálnych problémov) sa však ukázalo, že na území Slovenska sa takto realizovalo len 22 štúdií, najmä v rámci vyhľadávacích hydrogeologických prieskumov spojených s výpočtom prírodných zdrojov a využiteľného množstva podzemnej vody. Počet záverečných správ s dokumentovanými smermi prúdenia podzemnej vody (vektor na mape) bol v rámci regionálnych hydrogeologických štúdií približne dvojnásobný – celkove sa mohlo digitálne spracovať 51 máp v záverečných správach. Treba však konštatovať, že hydroizohypsy sa vytvárali zväčša pri kvartérnych a neogénnych zvodnencoch v panvách a vnútrohorských depresiách, vektory smerov prúdenia sa dopĺňali pri zvodnencoch s krasovým a krasovo-puklinovým typom priepustnosti.

TVORBA RASTROVÝCH MÁP

Rastrová mapa úrovne hladín podzemnej vody pod terénom

Na tvorbu rastrovej mapy úrovne hladín podzemnej vody pod terénom sa využili podklady obsiahnuté v archivovaných hydrogeologických vrtoch a inžinierskogeologických sondách. Vytvorila sa bodová vrstva pozostávajúca z týchto dvoch zdrojov, pričom obe vrstvy sa generovali na základe súradníc X a Y (S-JTSK). Prípadné nezrovnalosti sa upravovali. Táto vrstva obsahovala jediný atribút – hĺbku hladiny podzemnej vody pod terénom.

V predchádzajúcom období bola na podklade *Digitálnej geologickej mapy Slovenska v mierke 1 : 50 000* (Káčer – ed., 2005) zostavená digitálna mapa abiokomplexov (Malík – ed., 2007). Podľa nej na základe atribútu „hydrogeologický index s charakterom horniny“ sa priradil zodpovedajúci typ obehu podzemnej vody (aluvialny/terasový/



Obr. 2. Lokalizácia spracovaných inžinierskogeologických sond na území Slovenska.

/hydrogeologický masív/krasovo-puklinový) ku všetkým zobrazeným horninovým typom (Mapový server ŠGÚDŠ, 2008). Takto sa vyčlenili jednotlivé zóny, pri ktorých sa stanovila hĺbka hladiny samostatne metodikou najlepšie vystihujúcou zákonitosti obehov podzemnej vody v danom obehovom type zvodnenca a zohľadňujúcou zároveň početnosť a hustotu vrtov v jednotlivých zónach. V následnom kroku sa interpoloval pracovný grid hĺbky hladiny podzemnej vody pod terénom. Do tejto interpolácie sa zahrnuli aj bariéry reprezentované hranicami jednotlivých obehových typov podzemnej vody. Vytvorený grid sa následne analyzoval z hľadiska gradientu hĺbky hladiny podzemnej vody a v lokalitách s mimoriadne vysokými hodnotami gradientu v rámci jednotlivých obehových typov sa vybrali príslušné vrty. Pri takto selektovaných vrtov sa preverovali hodnoty úrovne hladín podzemnej vody pod terénom a v prípade zistených chýb sa tieto hodnoty opravili alebo sa vrty vylúčili z ďalšej interpolácie. Týmto postupom sa z celkového počtu 29 262 hydrogeologických a inžinierskogeologických sond pripravil finálny súbor validovaných vrtov s celkovým počtom 27 688 bodov. Pri týchto bodoch sa tiež s využitím digitálneho modelu reliéfu (DMR) vypočítal atribút nadmorskej výšky vrtu. Odčítaním hĺbky hladiny pod terénom od nadmorskej výšky vrtu sa pri každom vrte stanovila nadmorská výška hladiny podzemnej vody.

Spracovaním analýzy počtu sond v regiónoch s rôznym obehovým typom sa ukázalo, že hustota vrtov je dostatočne reprezentatívna len v oblasti aluviálnych nív a nízkych terás, čiastočne v oblasti terás a sprašových pahorkatín. V ostatných obehových typoch zvodnencov, zvlášť s ohľadom na ich zložitú štruktúru a veľkú variabilitu geologických a geomorfologických podmienok, je hustota vrtov nepostačujúca na vierohodnú interpoláciu. Generovanie rastra hladiny podzemnej vody v jednotlivých regiónoch podľa obehových typov zvodnencov preto prebehlo nasledujúcimi piatimi spôsobmi:

1. interpoláciou hladín podzemnej vody v aluviálnych územiach a vybraných územiach v susedstve alúvií (koncové formy georeliéfu),
2. interpoláciou hladín podzemnej vody v nivách horských tokov,
3. interpoláciou hladín podzemnej vody na ostatných územiach s dostatočnou hustotou hydrologických vrtov,
4. interpoláciou hladín podzemnej vody v oblastiach s obehovým typom hydrogeologického masívu v horninách kryštalínika, neovulkanitov a flyšových sedimentov,
5. interpoláciou hladín podzemnej vody v oblastiach s krasovým a krasovo-puklinovým obehom podzemnej vody.

Interpolácia hladín podzemnej vody v aluviálnych územiach a vo vybraných územiach v susedstve alúvií (koncové formy georeliéfu)

Výška hladiny podzemnej vody sa počítala interpoláciou v gride 50 m metódou *spline* s použitím bariér z nadmorskej výšky hladiny podzemnej vody bodov ležiacich vnútri aluviálnych foriem. Miera vyrovňovania bola nastavená konštantou 0,8 (hodnota miery vyrovňovania 0 – 1). Bariéry boli definované na hranici medzi aluviálnymi formami, resp. ostatnými koncovými formami morfograficko-polo-

hových foriem reliéfu a transportnými formami. Hĺbka hladiny podzemnej vody sa počítala ako rozdiel nadmorskej výšky (DMR) a interpolovanej výšky hladiny podzemnej vody.

Interpolácia hladín podzemnej vody v nivách horských tokov

V úzkych nivách horských potokov obvykle nebol postačujúci počet vrtov na interpoláciu, a preto bolo nutné hĺbku hladiny odhadnúť. Horské nivy boli definované z vrstvy abiokomplexov na základe atribútu „morfografický typ georeliéfu“. Vybrali sa len prvky (horské nivy), ktoré obsahovali aspoň jednu sondu. Následne sa hladina podzemnej vody vypočítala ako priemerná hĺbka zo sond v tej-ktorej horskej nive (prvku reprezentujúcom horskú nivu) a pri ostatných sa hĺbka stanovila na 1 m.

Interpolácia hladín podzemnej vody na ostatných územiach s dostatočnou hustotou hydrologických vrtov

Išlo predovšetkým o vyššie terasy, sprašové tabule a pahorkatiny s terasovým alebo artézskym typom obehov podzemnej vody, prípadne v hlbších delúviách jednotiek hydrogeologického masívu. Hĺbka hladiny sa počítala obdobným spôsobom ako v aluviálnych územiach a územiach v susedstve alúvií (koncové formy georeliéfu), kde sa bariéry na interpoláciu definovali ako hranice medzi typmi obehov podzemnej vody.

Interpolácia hladín podzemnej vody v oblastiach s obehovým typom hydrogeologického masívu v horninách kryštalínika, neovulkanitov a flyšových sedimentov

Horninové komplexy s obehom podzemnej vody typickým pre hydrogeologické masívy sú zvyčajne takmer úplne bez overenia hladiny vrtnými prácami. Pri odhade pravdepodobnej úrovne hladín podzemnej vody pod terénom bolo potrebné vychádzať z koncepcnej predstavy o obehov podzemnej vody v týchto štruktúrach. Vychádzali sme z dvoch predpokladov:

- a) hĺbka hladiny podzemnej vody pod terénom je tým väčšia, čím sa nachádza vyššie na svahu nad lokálnou erozívnou bázou, ktorá drénuje príslušný svah,
- b) hĺbka hladiny podzemnej vody závisí od veľkosti plochy, z ktorej je voda drénovaná do určitého bodu na svahu a nachádza sa bližšie pod terénom v konkávných častiach úpätí svahov.

Vychádzajúc z týchto predpokladov sa stanovila hĺbka hladiny podzemnej vody pod terénom v transportných a iniciálnych formách v masívnych horninových komplexoch.

Postup:

Vo všetkých hodnotených územiach sa stanovili lokálne erozívne bázy reprezentované vodnými tokmi alebo hranicami aluviálnych nív, prípadne ďalšími koncovými morfograficko-polo-
hových foriem reliéfu a transportnými formami. Hĺbka hladiny podzemnej vody sa počítala ako rozdiel nadmorskej výšky (DMR) a interpolovanej výšky hladiny podzemnej vody.

$$\sum_{i=1}^n d_i \cdot \tan \beta_i, \quad (1)$$

kde:

d_i – dĺžka i-tého úseku spádnice v smere od erozívnej bázy po príslušnú bunku rastra,

β_i – sklon i-tého úseku spádnice v smere od erozívnej bázy po príslušnú bunku rastra,

n – počet úsekov spádnice (počet buniek rastra).

Následne bola dĺžka svahu d_i vo vzťahu nahradená prispievajúcou plochou a_i vyjadrujúcou veľkosť plochy drénovanej v každom bode svahu. Dôvodom bola snaha zohľadniť efekt konkávných a konvexných polôh na svahu. Výsledný raster bol nakoniec reklasifikovaný tak, že hodnoty hĺbky hladín pod terénom 0 až 1 m sa priradili k topografickým polohám priliehajúcim k líniam drénujúcim príslušný svah a hodnota vyššia ako 10 m sa priradila k vrcholovým polohám s najväčším relatívnym prevýšením nad lokálnou erozívnou bázou.

Interpolácia úrovní hladín v oblastiach s krasovým a krasovo-puklinovým obehom podzemnej vody

Ďalšiu komplikáciu pri interpolácii údajov o úrovniach hladín podzemnej vody v horninovom prostredí predstavujú vysoko priepustné skrasovatené hydrogeologické kolektory – v Západných Karpatoch prevažne vápence a dolomity stredného a vrchného triasu. Pri spracovaní mapy pravdepodobnej úrovne hladín podzemnej vody pod terénom v oblastiach s krasovým a krasovo-puklinovým obehom podzemnej vody sme vychádzali z predpokladu, že nadmorská výška hladiny podzemnej vody v krasových komplexoch je približne na úrovni plochy preloženej úrovňou povrchových tokov (resp. ich aluviálnych nív) drénujúcich príslušnú krasovú hydrogeologickú štruktúru a výškovou úrovňou jej kontaktu s okolitými (izolujúcimi, ohraničujúcimi, prípadne podložnými) geologickými jednotkami. Na základe tohto predpokladu sa na odvodenie rastra nadmorskej výšky hladiny podzemnej vody v krasových komplexoch použili nasledujúce vstupné vrstvy:

- 3D toky vychádzajúce z mapy ZM 1 : 10 000, pri ktorých sa interpolovala nadmorská výška na základe DMR 50 x 50 m,

- 3D rozhrania krasových komplexov s okolitými (izolujúcimi, ohraničujúcimi, prípadne podložnými) geologickými jednotkami s interpolovanou nadmorskou výškou na základe DMR 50 x 50 m,

- bodová vrstva nadmorskej výšky hladín podzemnej vody na existujúcich vrtoch v krasových hydrogeologických štruktúrach.

Lineárnou interpoláciou nadmorskej výšky týchto vrstiev vznikla plocha reprezentujúca nadmorskú výšku pravdepodobnej bázy krasového obehu podzemnej vody. Následným odčítaním tejto rastrovej vrstvy od DMR 50 x 50 m sa vytvoril raster hĺbky hladín podzemnej vody pod terénom v hydrogeologických štruktúrach s krasovým a krasovo-puklinovým typom priepustnosti a z toho vyplývajúcim typickým obehom podzemnej vody. Jednotlivé čiastkové rastre hĺbky hladín podzemnej vody pod terénom sa spojili do celoslovenskej rastrovej mapy 50 x 50 m a kategorizovali do hĺbkových kategórií od 0 do 300 m a viac. Na základe rastra hĺbky hladín podzemnej vody pod terénom sa v poslednom kroku klasifikovali jednotlivé areály abiokomplexov podľa priemernej hĺbky hladiny podzemnej vody v každom areáli. Výsledné hodnoty sa kompilovali do výsledného gridu

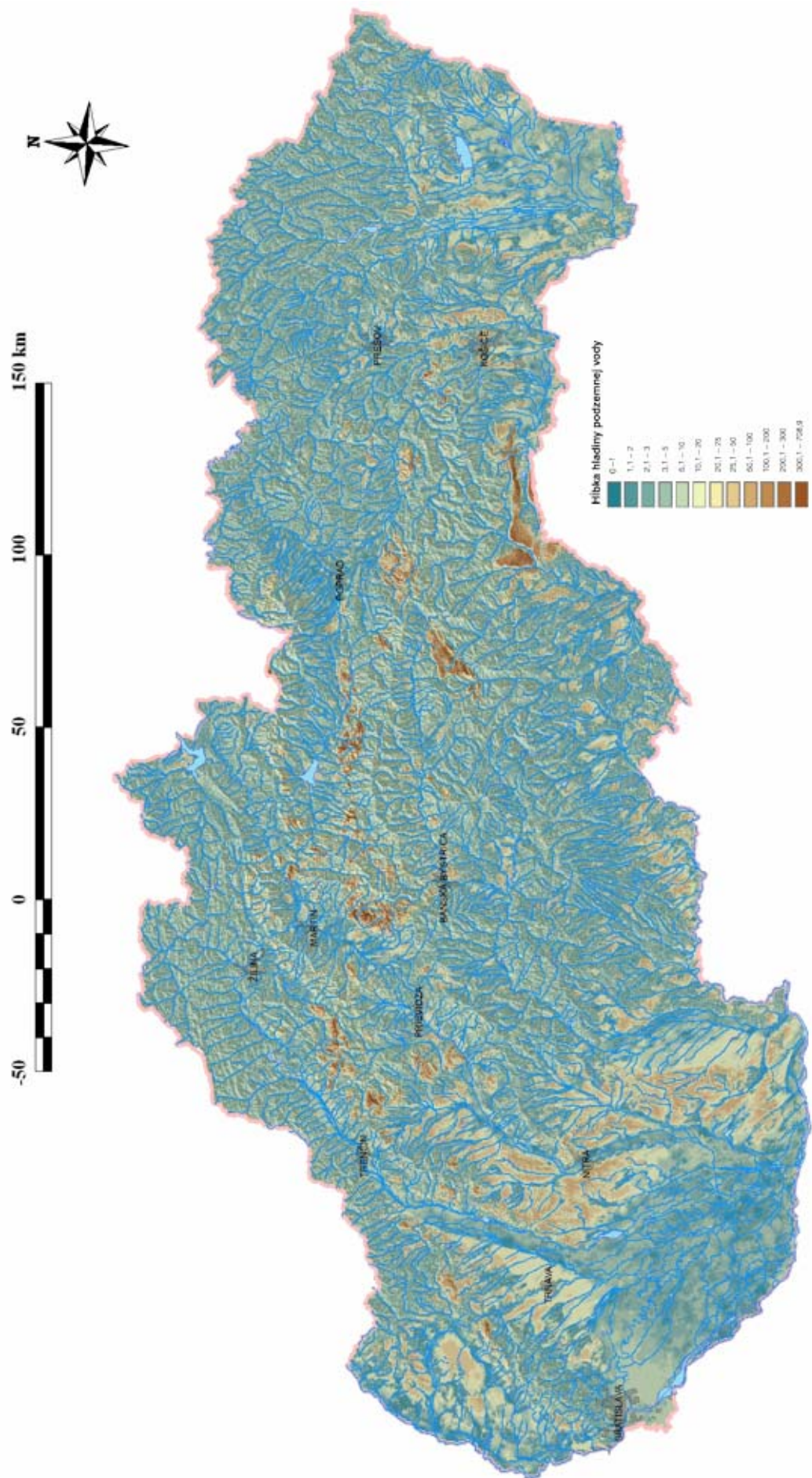
s rozmerom mriežky 200 x 200 m celého územia Slovenska (obr. 3).

Rastrová mapa smerov prúdenia podzemnej vody

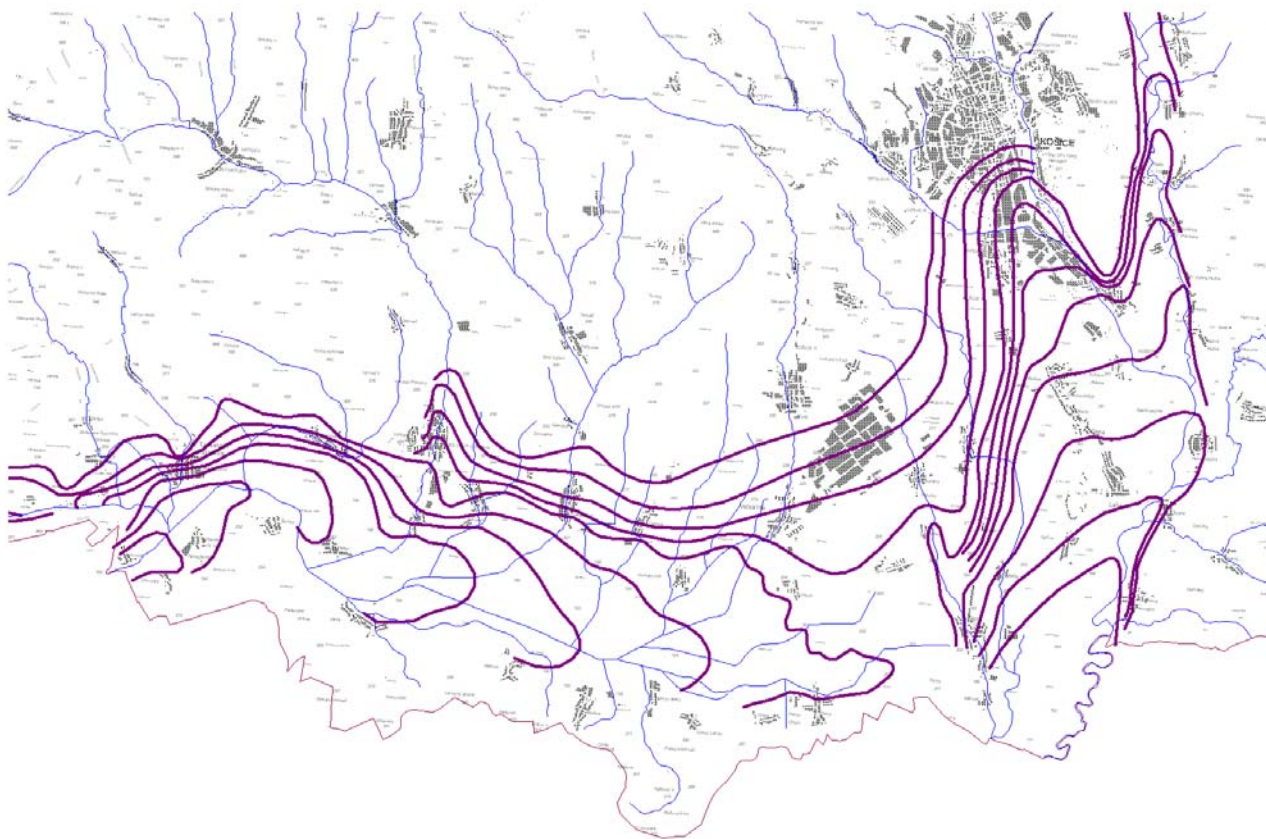
Identifikácia generálnych smerov prúdenia podzemnej vody vychádzala v prvom rade z vyhodnotenia priebehu hydroizohýps alebo dokumentovaných smerov prúdenia podzemnej vody na základe terénnych prác hydrogeologických výskumov a prieskumov. Využili sa priebehy hydroizohýps alebo aspoň smery prúdenia, ak ich stanovili jednotliví autori v rámci hydrogeologického výskumu alebo prieskumu a ak boli následne dostupné v rámci archívneho bádania. Príklad takéhoto (primárneho) hodnotenia – najprv na základe hydroizohýps – je na obr. 4. V ďalšom kroku nasledovalo zohľadnenie dokumentovaných smerov prúdenia podzemnej vody, takisto podľa výsledkov regionálnych alebo lokálnych hydrogeologických prieskumov a regionálnych hydrogeologických výskumov archivovaných v Geofonde ŠGÚDŠ. Príklad takéhoto doplnkového hodnotenia je na obr. 5. Smery prúdenia sa potom osobitne stanovovali pri horninových celkoch typu hydrogeologického masívu (predpoklad prúdenia konformného s priebehom reliéfu). Tieto oblasti (napríklad kryštalinické masívy jadrových pohorí, kryštalinikum veporika a Spišsko-gemerského rudohoria, flyšové pásmo) bývajú totiž zväčša ignorované z hľadiska potreby stanovenia smerov prúdenia na hydrogeologických mapách, resp. na mapách hydrogeologickej dokumentácie. Smery prúdenia tu boli stanovené na základe orientácie prevažujúceho sklonu svahu v príslušnom poli gridu. Následne, ak to bolo možné, sa korelovali s výsledkami prác autorov hodnotiacich smery prúdenia podzemnej vody v rámci hydrogeologických prieskumných a výskumných prác realizovaných v minulosti a uložených v archíve Geofondu ŠGÚDŠ v Bratislave. Konečná forma smerov prúdenia vznikla potom doplnením a porovnaním údajov o odtoku podzemnej vody (podzemnom odtoku) kompilovaných z rastra efektívnych zrážok a porovnaných s mapou odtoku podzemnej vody (Krásný et al., 1981). Príklad finálnej verzie smerov prúdenia v oblasti Košíc je na obr. 6. Tu sú zároveň premietnuté zdroje informácií použité aj v predchádzajúcom spracovaní (hydroizohypsy a vektory smerov prúdenia podzemnej vody). Takto stanovené smery prúdenia podzemnej vody sa následne extrapolovali do gridu s rozmermi 200 x 200 m.

Digitálne mapy abiokomplexov, geomorfologických jednotiek, klimatogeografických a morfologicko-polohových typov reliéfu, vertikálnej, horizontálnej a celkovej členitosti reliéfu a oslnenia reliéfu

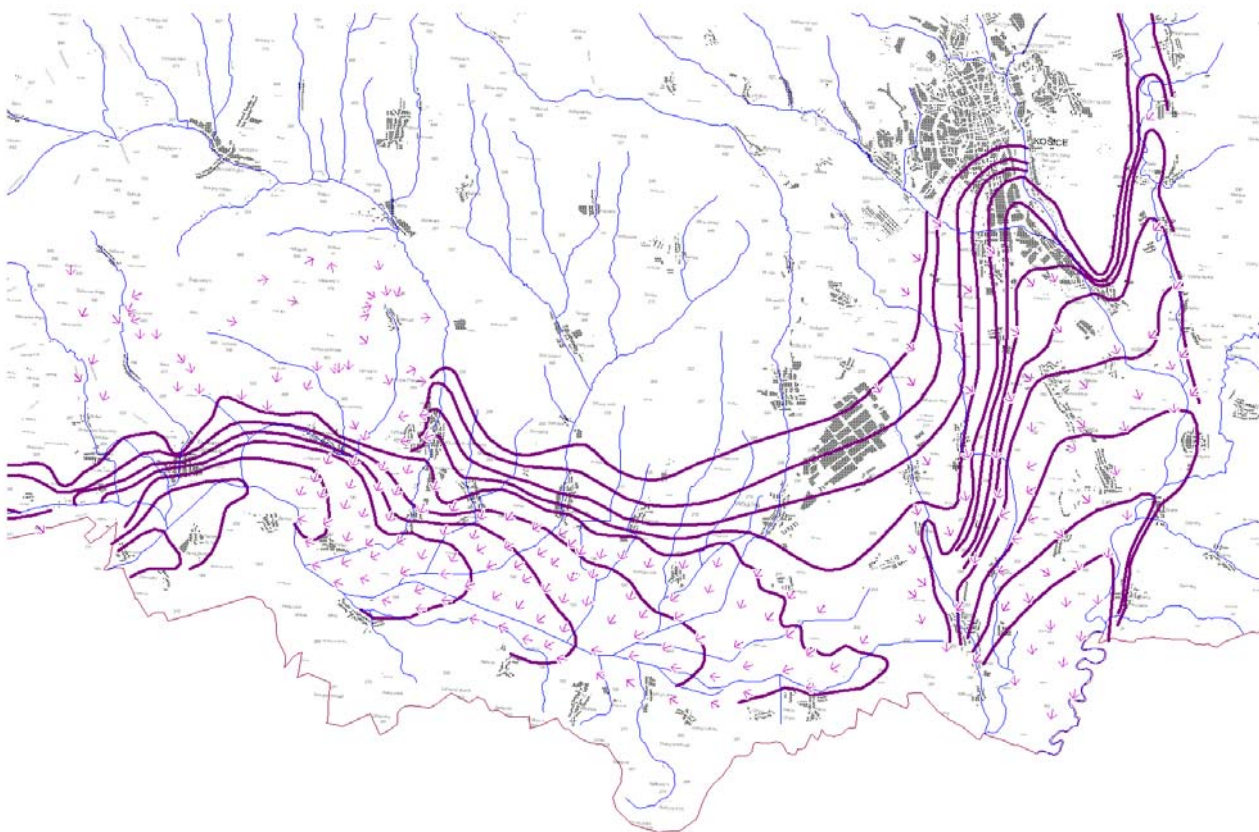
Abiokomplex je syntetická jednotka vyjadrujúca relevantné vlastnosti abiotickéj zložky krajinnnej sféry. Konštrukcia abiokomplexu vychádza zo systémového prístupu ku krajine. Z toho vyplýva, že rešpektuje jeho zákonitú vertikálnu väzbu medzi prvkami krajiny tak, aby vytvorené jednotky boli vnútorne konzistentné. Bol vytvorený postupnou superpozíciou relevantných analytických podkladov, ale pri súčasnom využití tzv. metódy vedúceho faktora, čo znamená preferovanie prvku krajiny, ktorého priestorová diferenciácia je vysoká, ľahko pozorovateľná, získavaná vierohodným spôsobom a existujú významné,



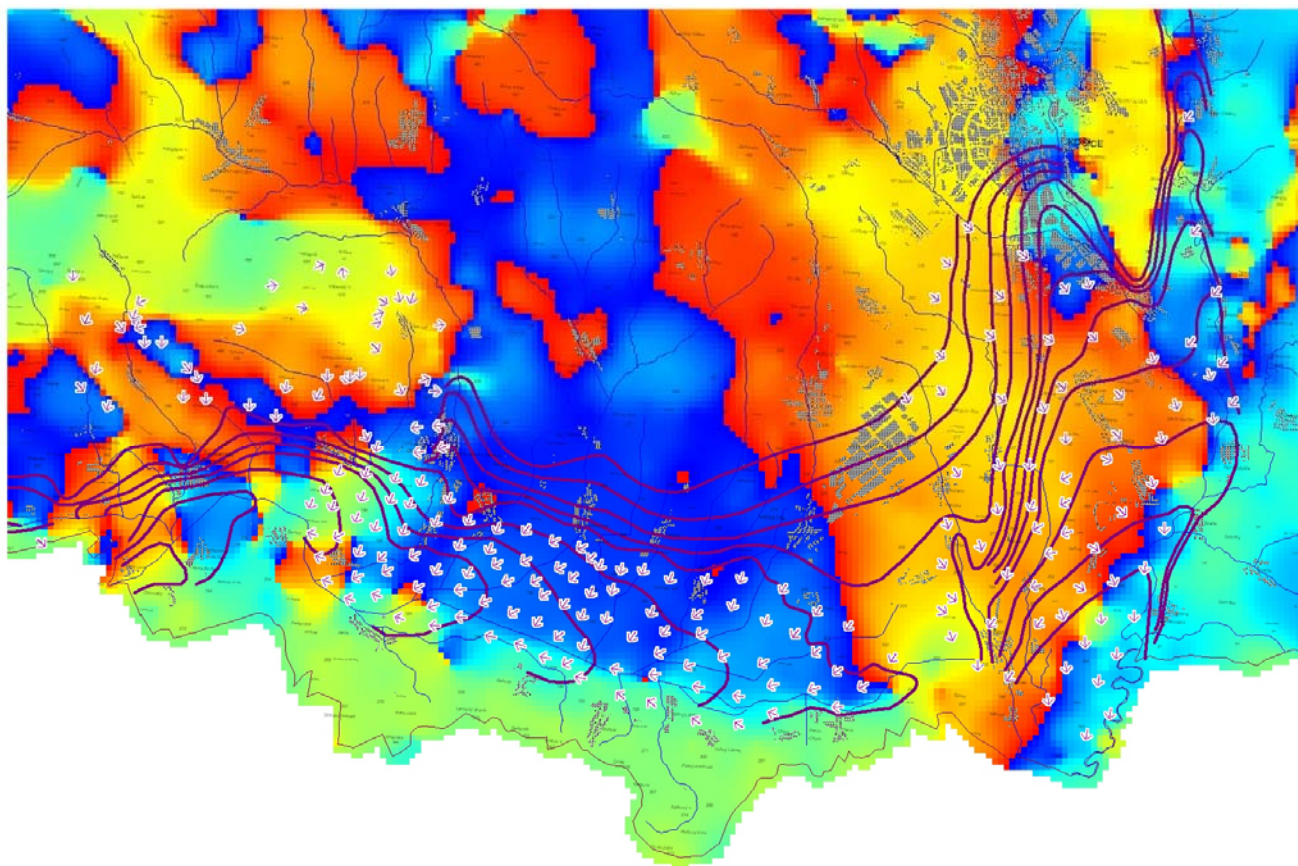
Obr. 3. Rastrová mapa hĺbky hladiny podzemnej vody pod terénom (interpolovaný grid 200 x 200 m).



Obr. 4. Príklad primárnej identifikácie generálnych smerov prúdenia podzemnej vody na základe hydroizohýps zostrojených v rámci regionálnych hydrogeologických prieskumov a výskumov v oblasti Košíc.



Obr. 5. Príklad ďalšieho kroku identifikácie generálnych smerov prúdenia podzemnej vody na základe hydroizohýps a vektorov smerov prúdenia podzemnej vody, zostrojených v rámci regionálnych a lokálnych hydrogeologických prieskumov a regionálnych hydrogeologických výskumov v oblasti Košíc.



Obr. 6. Príklad finálnej verzie rastrovej mapy (200 x 200 m) smerov prúdenia podzemnej vody v oblasti Košíc s premietnutím predchádzajúcich zdrojov informácií umožňujúcich spätnú kalibráciu údajov.

korelácie medzi priestorovou diferenciáciou tohto prvku a priestorovou diferenciáciou parametrov ďalších uvažovaných prvkov. Všetky uvedené predpoklady najlepšie spĺňa georeliéf. Následne sa prehodnotili nelogické kombinácie na základe poznania zákonitých vertikálnych väzieb medzi týmito parametrami. Na území Slovenska sa potom vymedzilo celkovo 925 506 areálov. Každý ohraničený areál má jedinečný kód a je charakterizovaný súborom atribútov, pričom je zabezpečená logická konzistencia hodnôt systémovo súvisiacich atribútov v rámci každého areálu.

V rámci aktivít na projekte bola na referenčný podklad ZM 1 : 10 000 upravená mapa geomorfologického členenia v zmysle Mazúra a Lukniša (1986) s doplnenou geoeologickou charakteristikou abiotickéj zložky krajiny. Geomorfologické členenie SR vypracovali v roku 1980 Mazúr a Lukniš. Vymedzili geomorfologické jednotky ako povrchové neopakovateľné indivíduá. Územie Slovenska je hierarchicky rozčlenené podľa 8 úrovní – sústava, podsústava, provincia, subprovincia, oblasť, celok, podcelok a časť – na 499 individuálnych geomorfologických jednotiek. Slovensko patrí do Alpsko-himalájskej sústavy. Územie je rozdelené na dve podsústavy – Karpaty a Panónsku panvu, ktoré sa na ďalšej úrovni delia na Západné a Východné Karpaty, resp. Západopanónsku a Východopanónsku panvu. Na území SR sú vyčlenené sústavy, podsústavy, provincie, subprovincie a oblasti. V rámci jednotlivých geomorfologických jednotiek boli po najnižšiu úroveň vyhodnotené štatistické charakteristiky vyjadrujúce ich charakter z hľadiska jednotlivých abiotických vlastností krajiny: minimálna

nadmorská výška v geomorfologickej jednotke, maximálna nadmorská výška v geomorfologickej jednotke, rozsah nadmorskej výšky v geomorfologickej jednotke, priemerná nadmorská výška v geomorfologickej jednotke, hustota riečnej siete v geomorfologickej jednotke, celková členitosť reliéfu geomorfologickej jednotky a priemerný sklon v geomorfologickej jednotke. Všetky charakteristiky sa následne stali súčasťou digitálnej priestorovej databázy.

Spracovaná vektorová mapa klimatogeografických typov s príslušnými hodnotami stavových veličín klimatického systému je takisto súčasťou digitálnej priestorovej databázy GIB-GES. Klíma na území Slovenska je značne diferencovaná. Jej charakter závisí od intenzity slnečného žiarenia, atmosférickej cirkulácie, nadmorskej výšky a vzdialenosti územia od mora. To sú najdôležitejšie klímotvorné činitele, ktoré ovplyvňujú priebeh teploty, zrážok a oblačnosti. Územie Slovenska sa rozprestiera v oblasti prechodného stredoeurópskeho typu v rámci mierneho klimatického pásma s pravidelným striedaním ročných období a prevažujúcim západným prúdením. V západnej a severozápadnej časti prevláda vplyv Atlantického oceánu, na juhu a východe vplyv stredomorskej klímy a kontinentálnej klímy Eurázie. Významným klimatogenetickým faktorom je aj veľká geomorfologická členitosť územia Slovenska a pásmové usporiadanie pohorí s uplatnením bariérového efektu pohorí. Kým stupeň maritimity klímy dosahuje v západnej časti územia 50 %, stupeň kontinentality stúpa smerom na východ na 55 %. Výsledkom sú extrémnejšie zimy na východe Slovenska a dlhšie a suchšie letá s dlhším slnečným svitom ako na

západe krajiny. S prihliadnutím na všetky spomenuté faktory bola v rámci projektu spracovaná klimatogeografická klasifikácia podnebia. Klíma Slovenska je rozdelená na 3 základné klimatogeografické typy, a to: nížinná klíma s miernou inverziou teploty, suchá až mierne suchá klíma, kotlinová klíma s veľkou inverziou teploty, mierne suchá až vlhká a horská klíma s malou inverziou teploty a vlhká až veľmi vlhká klíma.

Morfologicko-polohové typy reliéfu sa do vektorovej mapy spracovali v dvoch stupňoch. V rámci prvého stupňa sa vyčlenili 3 základné polohové typy: nížinná krajina, kotlinová krajina a horská krajina. V rámci druhého stupňa sa potom vyčlenilo 18 morfologicko-polohových subtypov: v nížinnej krajine 5 subtypov, v kotlinovej krajine 3 subtypy a v horskej krajine 10 subtypov.

Základné jednotky – abiotické typy krajiny – je možné stručne charakterizovať takto:

Nížinná krajina patrí medzi najstaršie osídlené oblasti na Slovensku. Patria sem predovšetkým oblasti Podunajskej nížiny, Východoslovenskej nížiny a Borskej nížiny. Podiel nížinnej krajiny je 29,5 % z celkovej rozlohy územia. Nachádzajú sa tu najproduktívnejšie pôdy, a teda významnú úlohu tu zohráva poľnohospodárska výroba. To aj predurčuje vizuálny charakter krajiny, ktorá je otvorená, s prevahou polí s ornou pôdou a malým podielom lesných porastov, koncentrovaných najmä pozdĺž vodných tokov a močarísk. **Kotlinová krajina** patrí medzi najhustejšie osídlené oblasti na Slovensku. Tiež patrí k najstaršie osídleným územiám, najmä nižšie položené kotliny. Kotlinová krajina netvorí súvislé územie, ale je rozdrobená do viacerých oblastí, čo vyplýva z konfigurácie pohorí. Celkovo zaberá 16,6 % rozlohy Slovenska. Kotlinovú krajinu je možné rozdeliť podľa priemernej nadmorskej výšky kotlín na nižšie (do 300 m n. m.), stredné (priemerne okolo 400 až 500 m n. m.) a vysoké kotlinové krajiny (priemerne okolo 600 – 700 m n. m.). Medzi nižšie položené kotlinové krajiny patrí Košická a Rožňavská kotlina, Juhoslovenská kotlina (Rimavská, Lučenecká a Ipeľská kotlina) a časť Považského podolia (Ilavská a Trenčianska kotlina) na Považí. Majú teplejšie klimatické podmienky a intenzívne sa poľnohospodársky využívajú. Medzi stredne vysoké kotlinové krajiny patria Bytčianska, Žilinská, Hornonitrianska, Žiarska, Zvolenská a Hornádska kotlina. Ostatné kotliny môžeme zaradiť medzi vyššie položené kotliny s chladnejšou klímou a menej vhodnými podmienkami na poľnohospodársku výrobu. Vizuálne sa kotliny prejavujú ako poľnohospodárska, mierne zvlnená krajina s významnejším podielom lesnej a krovinatej vegetácie najmä smerom k pohoriam tvoriacim okraj kotlín. **Horskú krajinu** predstavuje krajina pozitívnych morfoštruktúr, obvykle s členitým reliéfom. V rámci horskej krajiny sa vyskytujú menej členité oblasti brázdového alebo plošinového charakteru. Klimaticky môže byť horská krajina v závislosti od absolútnej nadmorskej výšky zaradená vo všetkých klimatických pásmach.

Na území Slovenska dominuje horská krajina, ktorá zaberá až 53 % územia, na nížinnú krajinu pripadá 29 %. Najmenší podiel pripadá na kotlinovú krajinu, ktorá zaberá 18 % rozlohy Slovenska. Z hľadiska regionálneho porovnania najväčšiu pestrosť (najväčšie zastúpenie prírodných krajinných typov) vykazujú horské okresy, ako je Liptovský Mikuláš, Poprad, Brezno, Nové Mesto nad Váhom, ale

aj Rimavská Sobota, Revúca a Košice-okolie. Najmenšiu pestrosť vykazujú mestské okresy Bratislavy a Košíc, ale aj okresy Stropkov, Svidník, Medzilaborce, Myjava a iné.

Vertikálna členitosť reliéfu, resp. jej ekvivalenty – energia reliéfu a disekcia reliéfu – ako jedna z priestorových kvantitatívnych veličín georeliéfu ho umožňuje veľmi exaktne klasifikovať. V prípade vertikálnej členitosti vyčleňujeme priestorové areály georeliéfu podľa kritéria zvolených intervalov relatívnej výšky nad miestnou erozívnu bázou. Mazúr et al. (1980) vyčlenili kvantitatívno-kvalitatívne škály energie reliéfu: 0 – 30,0 m rel. (rovinný až nepatrne zvlnený reliéf; skratka „rel.“ je použitá na označenie relatívneho prevýšenia), 30,1 – 100,0 m rel. (mierne až stredne zvlnený reliéf), 100,1 – 180,0 m rel. (silne zvlnený až mierne rezaný reliéf), 180,1 – 310,0 m rel. (stredne rezaný reliéf), 310,1 – 470,0 m rel. a 470,1 – 640,0 m rel. (veľmi hlboko rezaný reliéf) a 640,1 a viac (extrémne rezaný reliéf). Vstupnou bázou výpočtu vertikálnej členitosti reliéfu bol digitálny model terénu (DMR) s rozlíšením 20 x 20 m, odvodený z vrstevnicovej mapy 1 : 10 000. Vychádzajúc z tohto členenia sa nad DMR 20 x 20 m hodnotil rozdiel maximálnej a minimálnej nadmorskej výšky v kruhovom okolí s priemerom 2 km pri každej bunke rastra a následne sa vytvorila rastrová mapa vertikálnej členitosti reliéfu.

Analogickým spôsobom sa vytvárala rastrová mapa horizontálnej členitosti reliéfu. Horizontálna členitosť reliéfu vyjadruje intenzitu rozčlenenia reliéfu pozitívnymi a negatívnymi tvarmi. Pod pozitívnymi tvarmi rozumieme konvexné tvary, chrbty, hrebene a vrcholy. Negatívne tvary predstavujú konkávne tvary reliéfu, ktorých osi sledujú údolnice, napr. fluvialne rezané doliny tvaru V, periglaciálne úvaliny a úvalinové doliny, glaciálne kary a trogy, krasové jamy, krasové doliny, vulkanické kaldery, deflačné korytá, medzidunové depresie a znížneniny riečnych mŕtvych ramien. Vychádzajúc z tejto definície sa z databázy abiokomplexov vybrali negatívne tvary a následne sa počítala ich celková dĺžka v kruhovom okolí s priemerom 2 km v prípade každej bunky rastra. Výsledné hodnoty sa delili plochou kruhového okolia a boli vyjadrené v jednotkách $\text{km} \cdot \text{km}^{-2}$.

Celková členitosť reliéfu integruje horizontálnu a vertikálnu členitosť do jedného parametra, ktorý súhrnne vyjadruje celkovú disekciu reliéfu. Vychádzajúc z tejto charakteristiky sa pri každej bunke rastra nad DMR 20 x 20 m hodnotil rozdiel skutočnej 3D plochy terénu v štvorci so stranou 2 km a priemetom plochy do horizontálnej roviny. V tomto prípade bola plocha priemetu konštantná, rovná 4 km^2 . Výsledná hodnota celkovej členitosti sa potom vyjadřila ako percentuálny podiel plochy priemetu a skutočnej plochy terénu v rastrovej mape 20 x 20 m.

Najdôležitejším morfologicko-klimatickým parametrom reliéfu vyjadrujúcim mikroklimatickú priestorovú variabilitu krajinného systému je oslnenie. V krajinnoekologických štúdiách sa vzhľadom na obťažnosť experimentálneho hodnotenia mikroklimatických podmienok na veľkých plochách tento parameter využíva ako ukazovateľ teplotného režimu geosystémov. Na vytvorenie modelu oslnenia sa použila analýza dopadu slnečného žiarenia na územie v rôzne definovaných časových intervaloch, pričom sa brali do úvahy atmosférické vplyvy, zemepisná šírka a nadmorská výška územia, sklon svahu, orientácia vo vzťahu k sve-

tovým stranám, denná a sezónna zmena deklinácie Slnka, ako aj vplyv zatienenia okolitou topografiou. Vstupom do modelu bol digitálny model terénu (DMR) s rozlíšením 20 x 20 m odvodený z vrstevnicovej mapy 1 : 10 000, riečna sieť a vodné plochy. Výstupom modelu je tok globálneho žiarenia (priame žiarenie + difúzne žiarenie) vyjadrený vo $\text{Wh} \cdot \text{m}^{-2}$ v jednotlivých mesiacoch a v celom roku.

ZÁVER

Opísaným postupom boli spracované vektorové mapy, rastrové súbory údajov charakterizujúce morfológické vlastnosti reliéfu a jeho oslnenie, ako aj rastrové úrovne hladiny podzemnej vody pod terénom do rastrovej vrstvy s rozlíšením 200 x 200 m. Všetky rastrové súbory údajov sú súčasťou digitálnej priestorovej databázy. Takto vznikla jednotná celoslovenská priestorová databáza parametrov abiotického komplexu opierajúca sa o zdokumentované a vierohodné analytické podklady. Jej spracovanie v prostredí GIS umožní následne efektívne odvodzovať a dopĺňať ďalšie parametre, resp. revidovať a aktualizovať už existujúce parametre objektov, odvodzovať parametre jednotiek vyššieho rádu a vytvárať ďalšie odvodené geologické, hydrologické a krajinné ekologické interpretácie. Mapa je spracovaná vo forme digitálnej priestorovej databázy s presne definovaným atribútom, takže je jednoduché implementovať ju do jednotlivých informačných systémov (napr. GEOIS, KEZ IMK) a sprístupniť ju odbornej verejnosti. Treba zdôrazniť, že spracovaná mapa vychádza z podkladov ZM 1 : 10 000, čo je v súčasnosti najpresnejší celoslovenský kartografický poklad.

Všetkých užívateľov údajov o výškových úrovniach podzemnej vody pod povrchom terénu, kompilovaných vo výslednom gride s rozmerom mriežky 200 x 200 m z celého územia Slovenska, je potrebné informovať, že ide o sumarizované údaje zostavené s cieľom získať celoslovenský prehľad o úrovniach hladín podzemnej vody pod terénom. V žiadnom prípade nie je možné použiť tieto údaje pri štúdiách na užšej regionálnej alebo lokálnej úrovni. V takom prípade je potrebné pristúpiť k zapracovaniu dostupných doplnkových údajov z ďalších (inžinierskogeologických) sond, a najmä zohľadniť časové zmeny hladín podzemnej vody súvisiace s klimatickým cyklom na našom území. Dôležitým faktom pre užívateľov tejto rastrovej mapy musí byť to, že podkladové údaje sa síce získali v súčasnosti s najvyššou možnou dostupnou hustotou podkladových údajov (1 údaj/1,46 km²), no získali sa v časovom diapazone takmer ôsmich desaťročí. Sondy Slovenského hydrometeorologického ústavu, pri ktorých sa hladina podzemnej vody pozoruje pravidelne a pri ktorých je možné zohľadňovať sezónnosť jej kolísania aj dlhodobé vplyvy klimatických zmien, však pokrývajú naše územie len s hustotou podkladových údajov 1 údaj/43,1 km². Ide teda o takmer 30-násobne menšiu hustotu, navyše, nerovnomerne sústredenú do veľkých riečnych alúvií. Vetkých užívateľov údajov o smeroch prúdenia podzemnej vody, kompilovaných vo výslednom gride s rozmerom mriežky 200 x 200 m z celého územia Slovenska, je nevyhnutné informovať, že ide o sumarizované údaje zostavené s cieľom získať celoslovenský prehľad o pohybe podzemnej vody. V žiadnom prípade nie je možné použiť tieto údaje pri štúdiách na užšej regionálnej alebo lokálnej úrovni.

V takom prípade je potrebné pristúpiť k zapracovaniu dostupných doplnkových údajov, zohľadniť časové zmeny smerov prúdenia podzemnej vody súvisiace s klimatickým cyklom na našom území, a najmä zostrojiť hydroizohypsy – analyzovať smery prúdenia podzemnej vody v konkrétnom časovom období. Pri stanovení smerov prúdenia podzemnej vody na lokálnej alebo regionálnej úrovni je najvhodnejšie kombinovať modelové riešenie so získaním čo najväčšieho množstva terénnych údajov.

Ako naliehavá potreba sa ukazuje aj to, aby sa už v najbližšej budúcnosti začalo s dopĺňaním nových informácií o podzemnej vode z inžinierskogeologických sond a aby sa iniciovalo riešenie spracúvania modelových štúdií a problematiky distribúcie parametrov podzemnej vody v čase (smery prúdenia podzemnej vody, hĺbky hladín podzemnej vody, chemické zloženie) v rámci komplexného environmentálno-geologického informačného systému.

Podakovanie

Prezentované výsledky mohli uzrieť svetlo sveta vďaka geologickej úlohe s názvom *Komplexná geologická informačná báza pre potreby ochrany prírody a manažmentu krajiny (GIB-GES)*, ktorú v spolupráci so spoločnosťou Esprit Banská Štiavnica riešil v rokoch 2007 až 2011 Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava. Objednávateľom týchto geologických prác bolo Ministerstvo životného prostredia Slovenskej republiky, reprezentované sekciou geológie a prírodných zdrojov. Údaje o hladinách podzemnej vody však boli neskôr kvôli vzniku tohto článku skompletizované zásluhou údajov získaných v rámci projektu *Výskum dopadu klimatickej zmeny na dostupné množstvá podzemných vôd v SR a vytvorenie expertného GIS s ITMS kódom projektu 26220220002*, ktorý v rokoch 2009 až 2012 riešil Štátny geologický ústav Dionýza Štúra (ŠGÚDŠ) na základe podpory Agentúry Ministerstva školstva SR pre štrukturálne fondy EÚ (ASFEU). Na prácach na archívnej excerpcii výškových hydrogeologických údajov z inžinierskogeologických sond sa pod vedením RNDr. Stanislava Olekšáka, PhD., a neskôr Mgr. Natálie Bahnovcej zúčastnili pracovníci Štátneho geologického ústavu z regionálneho centra z Košíc (Ing. Natália Bačová, Ing. Eva Lenhardtová, Ľuboslava Fedorová) a zo Spišskej Novej Vsi (Mária Nováčková, Jozef Blahut, Drahomíra Fajtová, RNDr. Silvester Pramuka, Mgr. Ľubica Záhorová). V Bratislave na tejto čiastkovej úlohe pracovali RNDr. Slavomír Mikita, PhD., RNDr. Ivan Baráth, CSc., RNDr. Peter Šefčík, RNDr. Katarína Benková, †RNDr. Zuzana Siráňová, Mgr. Martin Vlačíky, Ivan Gál, RNDr. Peter Kubeš a RNDr. Alexander Nagy, CSc. Všetkým zúčastneným – zainteresovaným inštitúciám i participujúcim jednotlivcom – patrí hlboká vďaka autorov tohto príspevku.

Literatúra

Káčer, Š. (ed.), Polák, M., Bezák, V., Hók, J., Teťák, F., Konečný, V., Kučera, M., Žec, B., Elečko, M., Hraško, L., Kováčik, M., Pristaš, J., Káčer, Š., Antalík, M., Lexa, J., Zvara, I., Fritzman, R., Vlachovič, J., Bystrická, G., Brodnianska, M., Potfaj, M., Madarás, J., Nagy, A., Maglay, J., Ivanička, J., Gross, P., Rakús, M., Vozárová, A., Buček, S., Boorová, D., Šimon, L. a Mello, J. 2005: Slovenská republika – digitálna geologická mapa v M 1 : 50 000 a 1 : 500 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 42 s.

- Krásný, J. (ed.), Daňková, H., Hanzel, V., Kněžek, M., Matuška, M. a Šuba, J., 1981: Mapa odtoku podzemní vody ČSSR 1 : 1 000 000. Praha, Český hydrometeorol. úst. – Kartografie.
- Kullman, E., ml. a Kullman, E., st., 2007: Hodnotenie kvantitatívnych zmien podzemných vôd na území Slovenska v priestore a čase. Podzemná voda (Bratislava), XIII, 2/2007, 135 – 145.
- Kullman, E., Gavurník, J., Molnár, L., Lehotová, D., Bodác, B., Juráčková, D., Palková, M. a Saglenová, A., 2011: Hydrologická ročenka, Podzemné vody, 2010. Bratislava, Slovenský hydrometeorol. úst., 157 s.
- Malík, P. (ed.), Bačová, N., Hronček, S., Ivanič, B., Kočícký, D., Maglay, J., Malík, P., Ondrášik, M., Šefčík, P., Černák, R., Švasta, J. a Lexa, J., 2007: Zostavovanie geologických máp v mierke 1 : 50 000 pre potreby integrovaného manažmentu krajiny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 552 s.
- Malík, P., Kočícký, D., Bahnová, N. a Margetta, M., 2011: Generalizované stanovenie hĺbok hladiny podzemnej vody pre územie Slovenska. Podzemná voda (Bratislava), XVII, 2/2011, 214 – 226.
- Mapový server Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra Bratislava, 2008: Digitálna geologická mapa Slovenskej republiky v mierke 1 : 50 000 [Online]. Dostupné na internete: http://www.geology.sk/index.php?pg=geois.mapovy_server [Prístup 30. 10. 2010].
- Mazúr, E. a Lukniš, M., 1986: Geomorfologické členenie SSR a ČSSR. Časť Slovensko. Bratislava, Slovenská kartografia.
- Mazúr, E., Činčura, J. a Kvitkovič, Š., 1980: Geomorfologické pomery. Mapa v mierke 1 : 500 000. In: Kolektív, 1980: Atlas Slovenskej socialistickej republiky. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied – Slov. úrad geodézie a kartografie, 296 s.

SUMMARY

Based on the processing of archival data on 16,360 hydrogeological wells and 17,169 engineering geological probes over the entire territory of Slovakia, a generalized raster map of groundwater level depths beneath the ground surface was created with a grid resolution of 200 x 200 m. During the processing, relevant representative data could only be extracted from 16,784 wells for which a “depth of groundwater level beneath ground surface” record had previously been created, out from the total number of 24,069 hydrogeological wells contained in the existing database for the entire territory of Slovakia (Malík – ed., 2007; Fig. 1). The average depth of groundwater levels below the ground surface located in all hydrogeological boreholes is 6.21 m, while the median value reached only 3.63 m. The size of the standard deviation of this file is 9.70 m. As the uneven spatial coverage of the Slovak territory by hydrogeological boreholes was evident, (Fig. 2), a database of engineering geological probes containing groundwater table data was prepared. This primarily focused on the non-residential areas. A total of 17,169 engineering geological probes were processed, but of this number however, there was no direct record on groundwater level in 4,267 “dry” probes. These were not excluded from further processing, as they provided an additional type of supporting data, which could not be directly evaluated statistically. Of the remaining 12,902 engineering geological probes, the average groundwater level depth below the ground surface was 3.64 m, with median value of 2.90 m and a standard deviation of 4.64 m.

Generation of raster data was carried out according to the following types of groundwater circulation in the following five ways: 1) interpolation of groundwater levels for the alluvial areas and selected areas in the vicinity of floodplains as the final forms of geo-relief; 2) interpolation of groundwater levels for floodplains of mountain streams; 3) interpolation of groundwater levels in other areas which had sufficient data density from hydrogeological boreholes and engineering geological probes; 4) interpolation in areas with the groundwater circulation type of a “hydrogeological massif”. This consists of crystalline rocks, Paleogene flysch sediments and Neogene volcanic rocks where the uppermost tens of metres of superficial loosening and weathering zones play a major role in groundwater circulation and 5) the interpolated groundwater levels in karstic areas. In this way, data contained in both databases of archival engineering geological and hydrogeological drilling-wells (final validated set of 27,688 points) were then used for creation of raster maps in a 200 x 200 m grid, depicting groundwater level depths beneath the ground surface (Fig. 3).

Compared to the data compiled for wells in the Slovak Hydro-meteorological Institute’s national hydrological network, where the groundwater level is regularly observed and where it is possible to account for seasonal variations and long-term impacts of climate change, the raster map processing was based only on a set of one-shot data obtained during a time span of nearly eight decades. However, this possessed the much denser coverage of 1 point/1.46 km² compared to 1 SHMI point to 43.1 km². The raster map of groundwater level depths below the ground surface was compiled to obtain a generalized nationwide overview. Since it disregards temporal changes in levels associated with climate cycles, it therefore can not be used for in-depth regional or local level studies.

Based on hydroisohypses and vectors groundwater flow direction vectors documented in the archived results of fieldwork hydrogeological investigations and surveys, as well as on the basis of digital elevation model, 200 x 200 m raster map of groundwater flow directions was also prepared. Using digital elevation model of 20 x 20 m, reclassification of morphological parameters and abiocomplexes was carried out and unified digital database of regional geological and morphological characteristics of the mountainous terrain was created as well.

Fig. 1. Position of hydrogeological boreholes on Slovak territory.

Fig. 2. Position of engineering geological probes on Slovak territory.

Fig. 3. Raster map of groundwater level depths below the ground surface (interpolated grid 200 x 200 m).

Fig. 4. Example of identification of general groundwater flow direction based on hydroisohypses derived from regional hydrogeological investigations and surveys in the Košice city area (Eastern Slovakia).

Fig. 5. Example of the next step in identification of general groundwater flow direction based on hydroisohypses and vectors of groundwater flow direction, derived from regional hydrogeological investigations and surveys in the Košice city area (Eastern Slovakia).

Fig. 6. Example of the final version of general groundwater flow direction raster map (200 x 200 m) in the Košice city area (Eastern Slovakia) together with previous data of hydroisohypses and vectors of groundwater flow direction, enabling calibration data derived feedback.

Prehľad zdrojov geotermálnej vody na Slovensku

Overview of Geothermal Resources in Slovakia

ANTON REMŠÍK

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

Abstrakt. Príspevok uvádza aktuálny prehľad zdrojov geotermálnej vody s jej základnými kvalitatívno-quantitatívnymi parametrami v 27 vymedzených geotermálnych oblastiach Slovenska. Prezentuje aj zovšeobecnené závery, ktoré vyplynuli z aktuálneho prehľadu zdrojov geotermálnej vody. Geotermálna voda ako zdroj geotermálnej energie bola dokumentovaná 141 vrtmi. Ich sumárna výdatnosť dosahuje $2\,084\text{ l. s}^{-1}$, čo predstavuje tepelný výkon 345 MW_t . Sumárne množstvo geotermálnej energie vo vymedzených geotermálnych oblastiach Slovenska je $6\,234\text{ MW}_t$.

KLúčové slová: geotermálna voda, geotermálny vrt, množstvo geotermálnej vody, tepelný výkon

Abstract. The paper presents an overview of current geothermal resources bound to 27 delineated geothermal areas of Slovakia, together with their basic qualitative and quantitative parameters. Generalized outputs, arising from the current review of Slovak geothermal resources are also presented here. Geothermal waters, considered as sources of geothermal energy, have been documented by 141 boreholes. The total discharge of all these documented sources reaches $2\,084\text{ l. s}^{-1}$, which represents the heat power of 345 MW_t . Total potential amount of geothermal energy in delineated geothermal areas in Slovakia is calculated to be $6\,234\text{ MW}_t$.

Keywords: geothermal water, geothermal borehole, amount of geothermal water, heat power

Úvod

Geotermálna voda ako nosič prirodzenej zemskej tepelnej energie pútala pozornosť ľudí už oddávna. V minulosti jej zdrojom využitia boli prirodzené termálne pramene, neskôr pisciny, jednoduché záchyty a vrty a v súčasnosti geotermálne vrty. V záujme širšieho a systematickejšieho využitia takýchto energetických a ekonomicky výhodných zdrojov bolo nevyhnutné presnejšie spoznať zákonitosti výskytu zdrojov geotermálnej energie a ich vlastnosti v prípade možnosti ich využitia. Tento cieľ sledovalo aj systematické skúmanie geotermálnej energie, ktoré sa na Slovensku začalo začiatkom 70. rokov minulého storočia a trvá až dodnes. V rámci geotermálneho výskumu a prieskumu sa na území Slovenska realizovalo množstvo výskumných a prieskumných geotermálnych vrtov. Po splnení geologických cieľov sa z nich stali zdroje geotermálnej vody na rôzne druhy využitia.

Výsledky skúmania zdrojov geotermálnej energie

Vrásovo-príkrvová stavba mezozoických súvrství, existencia terciérnych panví, neogénny vulkanizmus, alpinotypná a germanotypná tektonika spolu s priaznivými hydrogeologickými a geotermickými pomermi vytvorili vhodné podmienky na vznik a rozšírenie geotermálnej vody na území Slovenska. Geotermálna voda sa viaže väčšinou na triasové vápence a dolomity príkrvov vnútorných Západných Karpát a v menšom rozsahu na bazálne paleogénne klastiká, neogénne piesky, pieskovce a zlepenice aj na neogénne andezity a ich pyroklastiká. Tieto horniny predstavujú kolektory geotermálnej vody a nachádzajú sa v hĺbke okolo 200 – 5 000 m (okrem pramenných oblastí). Rezervoárová teplota geotermálnej vody sa pohybuje v intervale 20 – 240 °C.

Priestorová distribúcia kolektorov geotermálnej vody a teplotné prejavy hydrogeotermálnych štruktúr umožnili definovať 26 perspektívnych oblastí a štruktúr s potenciálne využiteľnými zdrojmi geotermálnej energie. V ostatnom období k nim pribudla Lučenská kotlina, ktorú vyčlenili Dzúrik et al. (2007). Ako vhodnejší názov tejto štruktúry navrhujeme pomenovanie „rapovská štruktúra“, pretože podľa súčasných poznatkov nie celá Lučenská kotlina je perspektívna z hľadiska získavania geotermálnej vody, ale iba jej časť, a to tá, ktorú v danom období uvedení autori vyznačili.

Zdrojom geotermálnej energie na území Slovenskej republiky je predovšetkým geotermálna voda, ktorá sa počas skúmania geotermálnej energie overovala pomocou výskumných alebo prieskumných geotermálnych vrtov.

Prvý prehľad, ktorý sumarizuje základné výsledky z 37 výskumných a prieskumných geotermálnych vrtov, ako aj spôsob ich využitia, uviedol vo svojej práci Franko (1986).

Prehľad geotermálnych vrtov a základných údajov o nich vrátane využitia a vtedajších vlastnických vzťahov priniesla *Inventarizácia geotermálnych zdrojov a ich možného využitia na Slovensku* (Franko et al., 1993). Bol to prvý inventár s určitou vtedajšou bázou základných údajov o geotermálnych zdrojoch.

Súhrnný prehľad výsledkov z geotermálnych vrtov realizovaných v rokoch 1971 – 1994 na Slovensku prinášajú práce Remšíka a Fendeka (1995) a Fendeka et al. (1995). Prehľadný zoznam geotermálnych vrtov, na ktorých sa

vybudovali geotermálne zariadenia, uvádza aj *Atlas geotermálnej energie Slovenska* (Franko, Remšík a Fendek – eds., 1995). V ňom boli prvýkrát komplexne vyhodnotené a zhrnuté poznatky získané počas viac ako dvoch desaťročí geotermálneho skúmania. Zoznam zdrojov geotermálnej energie, ktoré sa využívajú v jednotlivých krajoch Slovenskej republiky, uvádza práca Fendeka et al. (1999).

Výskyt zdrojov geotermálnej vody na Slovensku v kartografickej podobe zobrazuje spomenutý *Atlas geotermálnej energie Slovenska* (Franko, Remšík a Fendek – eds., 1995) a mapa v mierke 1 : 500 000 *Zdroje geotermálnych a minerálnych vôd* (Fendek et al., 2002), ktorá je súčasťou *Atlasu krajiny Slovenskej republiky* (2002). Prehľad geotermálnych vrtov zohľadňujúci aktuálny stav preskúmanosti geotermálnej vody na Slovensku do roku 2004 prináša práca Fendeka et al. (2004).

Najnovší prehľad geotermálnych vrtov ako zdrojov geotermálnej vody z územia Slovenska spolu s ich základnými parametrami uvádza tabuľka 1. Súhrnné údaje o geotermálnej vode z jednotlivých vymedzených geotermálnych oblastí a tým aj celého Slovenska sú v tabuľke 2. Rozloženie týchto zdrojov geotermálnej vody znázorňuje mapa na obrázku 1. Tento prehľad zdrojov geotermálnej vody nezobrazuje konečný stav. V priebehu ďalšieho geotermálneho výskumu a prieskumu pribudnú nové geotermálne vrty, a preto je potrebné uvedený prehľad priebežne aktualizovať.

Z tabuliek 1 a 2 vyplývajú nasledujúce výsledky:

- vrty ako zdroje geotermálnej vody sa realizovali v rokoch 1956 – 2011, predovšetkým však v rokoch 1971 až 2011. Väčšinou sú to výskumné alebo prieskumné geotermálne vrty, hydrogeologické, prípadne geologické vrty, ktoré zachytili geotermálnu vodu na využitie. Sumárny počet týchto vrtov ako zdrojov geotermálnej vody je v súčasnosti 141;

- hĺbka vrtov sa pohybovala v rozmedzí medzi 64 až 3 616 m;

- perforované úseky vo vrte na zachytenie geotermálnej vody sa nachádzajú v hĺbkovom intervale 11 – 3 390 m;

- kolektory geotermálnej vody predstavujú mezozoické, najmä triasové vápence a dolomity, miestami bazálne paleogénne klastiká (brekcie, zlepenice a pieskovce) a neogénne piesky, prípadne štrky, pieskovce a zlepenice, menej andezity a pyroklastiká;

- výdatnosť vrtov, prevažne pri voľnom prelive, sa pohybuje v rozmedzí 1,5 – 100,0 l · s⁻¹ (vylúčený 1 údaj s hodnotou 0,2 l · s⁻¹); sumárne množstvo geotermálnej vody s výdatnosťami vrtov v uvedenom intervale je zaokrúhlene 2 084 l · s⁻¹;

- teplota geotermálnej vody na ústí vrtu (na povrchu) je 18 – 129 °C;

- tepelný výkon vrtov s uvedenou výdatnosťou a teplotou geotermálnej vody sa pohybuje v rozmedzí 0,05 až 29,0 MW_t; sumárne množstvo geotermálnej energie s týmito tepelnými výkonmi vrtov predstavuje zaokrúhlene 345 MW_t;

- mineralizácia geotermálnej vody sa pohybuje v intervale 0,4 – 90,0 g · l⁻¹; najviac hodnôt pochádza z intervalu 0,7 – 12,0 g · l⁻¹; malé zastúpenie majú hodnoty mineralizácie z intervalu okolo 20 – 30 g · l⁻¹;

- chemické zloženie geotermálnej vody zastupujú typy Ca–Mg–HCO₃ cez Ca–Mg–HCO₃–SO₄ až po Ca–Mg–SO₄ typ, Na–HCO₃ cez Na–HCO₃–Cl až po Na–Cl a zmiešané typy medzi nimi.

Na základe uvedeného hodnotenia geotermálnych oblastí, resp. útvarov geotermálnej vody možno konštatovať, že za pomoci 141 vrtov sa zistilo sumárne množstvo geotermálnej vody 2 084 l · s⁻¹ s povrchovou teplotou vody 18 až 129 °C, ktorému zodpovedá tepelný výkon 345 MW_t (tab. 3).

Z tohto hodnotenia vyplynulo aj to, že sumárne vypočítané množstvo geotermálnej energie vymedzených geotermálnych oblastí Slovenska predstavuje zaokrúhlene 6 234 MW_t (tab. 3). Zistené množstvo geotermálnej energie, ktoré je overené vrtmi (345 MW_t), v percentuálnom vyjadrení oproti sumárnemu vypočítanému množstvu geotermálnej energie na Slovensku predstavuje iba 5,53 %.

Z porovnania uvedeného sumárneho množstva geotermálnej energie (6 234 MW_t) so zisteným (overeným) tepelným výkonom (345 MW_t) vidno, že na území Slovenska je k dispozícii na overenie ešte 5 889 MW_t.

Záver

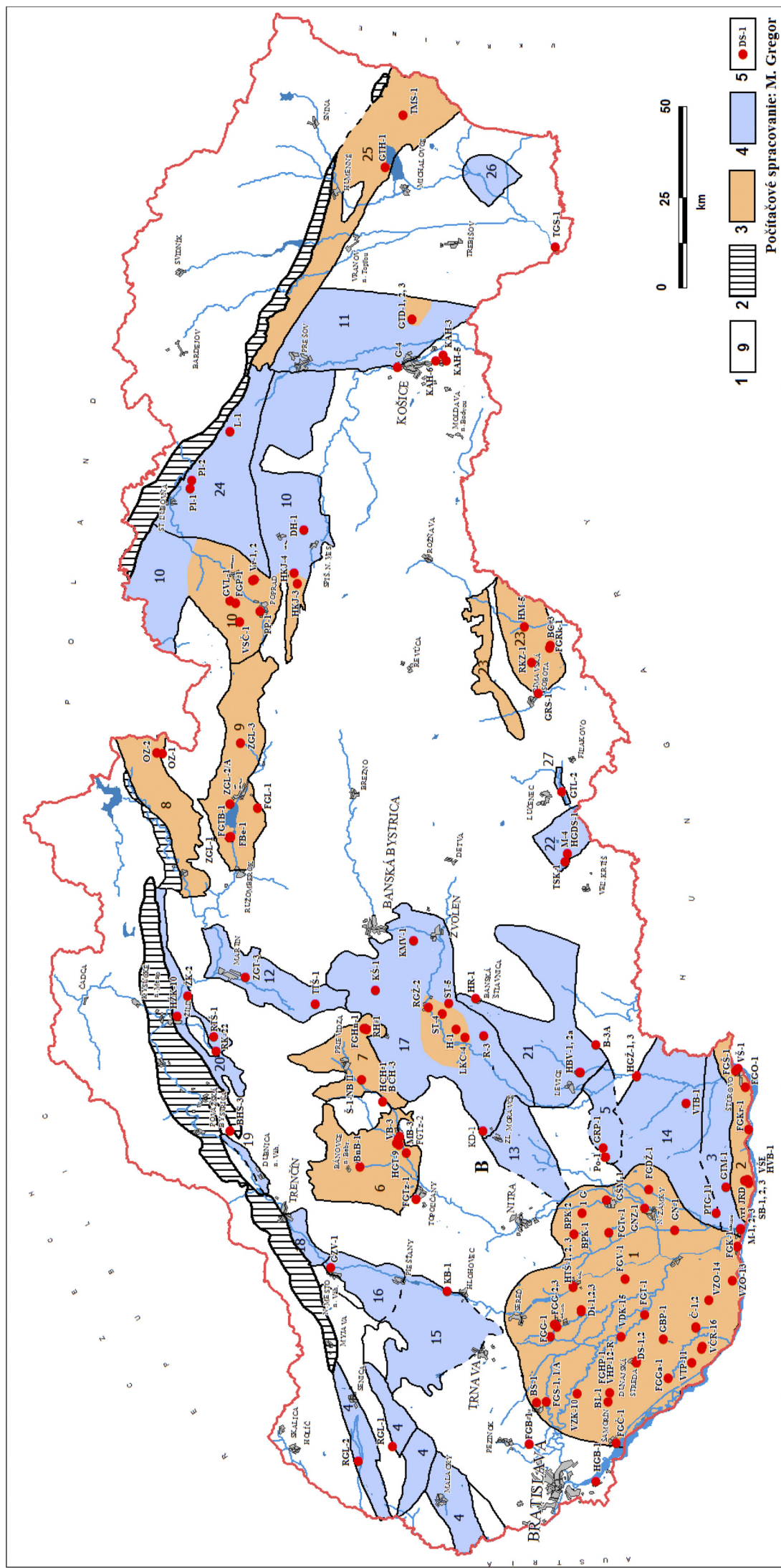
V súčasnosti na základe dostupnej dokumentácie je na Slovensku evidovaných 141 vrtov ako zdrojov geotermálnej vody. Hĺbka vrtov sa pohybuje v rozmedzí 64 až 3 616 m. Výdatnosť vrtov, prevažne pri voľnom prelive, sa pohybuje v rozmedzí 1,5 – 100,0 l · s⁻¹, čo predstavuje sumárne množstvo geotermálnej vody 2 084 l · s⁻¹. Teplota geotermálnej vody na ústí vrtu (na povrchu) je 18 – 129 °C. Tepelný výkon vrtov s uvedenou výdatnosťou a teplotou geotermálnej vody sa pohybuje v rozmedzí 0,05 až 29,0 MW_t, čo predstavuje sumárne množstvo geotermálnej energie 345 MW_t. Mineralizácia geotermálnej vody sa pohybuje v rozmedzí 0,4 – 90,0 g · l⁻¹, najčastejšie 0,7 až 12,0 g · l⁻¹.

Výčíslené sumárne množstvo geotermálnej energie vo vymedzených geotermálnych oblastiach Slovenska (tab. 3) predstavuje 6 234 MW_t, z ktorého zistené množstvo geotermálnej energie 345 MW_t vyjadrené v percentách predstavuje iba 5,53 %.

Z porovnania uvedeného sumárneho množstva geotermálnej energie (6 234 MW_t) so zisteným tepelným výkonom (345 MW_t) vidno, že na území Slovenska je ešte k dispozícii na overenie 5 889 MW_t.

Literatúra

- Atlas krajiny Slovenskej republiky, 2002: 1. vyd. Bratislava, MŽP SR – Banská Bystrica, SAŽP, 344 s.
- Džurík, J., Tomana, J. a Vass, D., 2007: Rapovce, geotermálny vrt GTL-2. Záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Fendek, M., Franko, J. a Čavojová, K., 1999: Geothermal energy utilization in Slovak Republic. Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 5, 1 – 2, 131 – 140.
- Fendek, M., Poráziková, K., Štefanovičová, D. a Supuková, M., 2002: Zdroje geotermálnych a minerálnych vôd, mapa 1 : 500 000. In: Atlas krajiny Slovenskej republiky. Bratislava, Ministerstvo životného prostredia SR – Slovenská agentúra životného prostredia, 214 – 215.



Obr. 1. Zdroje geotermálnej vody na Slovensku (A. Remšík, 2011).

Vysvetlivky: 1 – centrálna depresia Podunajskej panvy; 2 – komárňanská vysoká kryha; 3 – komárňanská vysoká kryha; 4 – Viedenská panva; 5 – levická kryha; 6 – topoľčiansky záliv; 7 – Hornonitrianska kotlina; 8 – Skorušinská panva; 9 – Liptovská kotlina; 10 – Levočská panva, z. a j. časť; 11 – Košická kotlina; 12 – Turčianska kotlina; 13 – Komjatická depresia; 14 – dubnícka depresia; 15 – trnavský záliv; 16 – piešťanský záliv; 17 – stredoslovenské neovulkanity, sz. časť; 18 – Trenčianska kotlina; 19 – Ilavská kotlina; 20 – Žilinská kotlina; 21 – stredoslovenské neovulkanity, jv. časť; 22 – homostrhársko-trenčianska prepadlina; 23 – Rimavská panva, sv. časť; 25 – humenský chrbát; 26 – štruktúra Beša – Čičarovce; 27 – rapovská štruktúra.

Legenda: 1 – čisto geotermálnej oblasti; 2 – bradlové pásmo; 3 – geotermálna oblasť, kde sa realizovalo regionálne hydrogeotermálne hodnotenie; 4 – geotermálna oblasť, kde sa nerealizovalo hydrogeotermálne hodnotenie; 5 – geotermálny vrt (zdroj geotermálnej vody) s označením.

- Fendek, M., Remšík, A. a Fendeková, M., 2004: Aktuálny stav preskúmanosti geotermálnych vôd na Slovensku. *Geol. Práce, Spr.* (Bratislava), 110, 43 – 54.
- Fendek, M., Remšík, A. a Král, M., 1995: Geothermal energy of Slovakia. *Slovak Geol. Mag.* (Bratislava), 1, 1, 59 – 64.
- Franco, J., Váňa, O., Beňovský, V., Takács, J., Fendek, M., Remšík, A. a Michalko, J., 1993: Inventarizácia geotermálnych zdrojov a ich možného využitia na Slovensku. Záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Franco, O., 1986: Náčrt rozvoja geotermálnej energie v Slovenskej socialistickej republike. Zborník referátov z vedeckého seminára Geotermálna energia Slovenska a jej využitie. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 9 – 15.
- Franco, O., Remšík, A. a Fendek, M. (eds.), 1995: Atlas geotermálnej energie Slovenska. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 268 s.
- Remšík, A. a Fendek, M., 1995: Geotermálna energia Slovenska so zreteľom na východoslovenský región. Zborník referátov z konferencie III. Geologické dni Jána Slávika. Geol. Úst. D. Štúra, 131 – 13.

Tab. 1. Údaje z geotermálnych vrtov.

Lokalita, vrt	Rok realizácie	Hĺbka vrtu (m)	Perfor., resp. otvor, úsek (m)	Vek; litologické zloženie kolektorov	Výdatnosť ¹ (l · s ⁻¹)	Teplota na ústí (°C)	Tepeľný výkon (MW _t)	Mineraliz. (g · l ⁻¹)	Chemický typ vody
Centrálna depresia Podunajskej panvy (CDPP)									
Rusovce, HGB-1	1974	1 493	1 067 – 1 493	báden;andezity	0,1	28	–	18,6	Na-Cl
Chorvátsky Grob, FGB-1	1974	1 231	971 – 1 150	báden; bazálne klastiká	1,9	47	0,26	1,9	Na-Cl-HCO ₃
Chorvátsky Grob, FGB-1/A	1975	500	276 – 299	pont; piesky	3,5	24	0,13	0,5	Na-Mg-Ca-HCO ₃
Kráľová pri Senci, FGS-1/A	1974	1 500	910 – 1 370	pont – panón; piesky	13,0	52	2,01	7,7	Na-HCO ₃ -Cl
Kráľová pri Senci, FGS-1	1974	810	430 – 570	pont; piesky	0,3	23	0,01	3,6	Na-Mg-HCO ₃
Senec, BS-1	1981	1 350	928 – 1 181	pont; piesky	12,0	49	1,71	2,5	Na-HCO ₃ -Cl
Topoľníky, FGT-1	1975	2 501	1 394 – 2 487	pont; piesky	23,0	74	5,68	2,2	Na-HCO ₃ -Cl
Čílietov, FGČ-1	1979	2 500	1 195 – 1 549	panón; pieskovce	15,0	52	2,32	6,9	Na-HCO ₃ -Cl
Dvory nad Žitavou, FGDŽ-1	1980	2 500	1 024 – 1 607	pont; piesky	7,2	62	1,42	3,4	Na-HCO ₃ -Cl
Galanta, FGG-1	1975	1 990	1 212 – 1 670	pont; piesky	10,8	62	2,13	3,2	Na-HCO ₃ -Cl
Galanta, FGG-2	1983	2 100	1 706 – 2 032	panón; piesky	25,0	80	6,80	4,9	Na-HCO ₃ -Cl
Galanta, FGG-3	1984	2 102	1 731 – 1 999	panón; piesky	25,0	77	6,49	5,9	Na-HCO ₃ -Cl
Tvrdošovce, FGTv-1	1978	2 406	1 362 – 1 637	pont; piesky	20,0	70	4,60	2,5	Na-HCO ₃
Horná Potôň, FGHP-1	1978	2 500	1 394 – 1 804	pont; piesky	20,0	68	4,43	4,7	Na-Cl-HCO ₃
Horná Potôň, VHP-12-R*	1987	2 100	1 380 – 1 832	pont; piesky	22,3	68	4,94	4,3	Na-HCO ₃ -Cl
Dunajská Streda, DS-1	1971	2 500	2 183 – 2 432	pont; piesky	15,2	91	5,82	6,9	Na-Cl-HCO ₃
Dunajská Streda, DS-2	1985	1 600	1 190 – 1 549	diák – pont; piesky	23,0	55	3,85	1,6	Na-HCO ₃
Čiližská Radvaň, ČR-1	1986	2 513	1 614 – 2 430	pont – panón; piesky	6,0	82	3,30	1,6	Na-HCO ₃ -Cl
Čiližská Radvaň, VČR-16	1990	1 800	1 390 – 1 745	pont; piesky	14,5	64	2,93	0,8	Na-HCO ₃
Zlaté Klasy – Eliášovce, VZK-10	1987	1 800	1 331 – 1 457	pont; piesky	12,5	65	2,60	8,3	Na-Cl-HCO ₃
Veľký Meder (Čalovo), Č-1	1972	2 502	1 573 – 1 791	pont; piesky	10,0	79	2,59	1,1	Na-HCO ₃
Veľký Meder (Čalovo), Č-2	1983	1 503	1 037 – 1 439	pont; piesky	18,2	57	3,20	0,9	Na-HCO ₃
Šaľa, HTŠ-1	1982	zhav.	–	–	*0,2	22	–	–	–
Šaľa, HTŠ-2	1983	1 200	880 – 1 169	pont; piesky	3,1	42	0,36	1,5	Na-HCO ₃
Šaľa, HTŠ-3	1983	290	73 – 282	diák; piesky	*5,0	18	0,06	0,5	Na-HCO ₃
Šaľa, GTS-1	2010	1 800	1 481 – 1 786	panón; piesky, pieskovce	*15,0	69	3,39	4,9	Na-HCO ₃ -Cl
Polný Kesov, BPK-1	1980	847	387 – 737	neogén; piesky	1,0	26	0,15	1,1	Na-Ca-HCO ₃
Lehnice, BL-1	1981	1 200	1 089 – 1 189	neogén; piesky	4,0	49	0,60	1,8	Na-HCO ₃
Diakovce, Di-1	1985	1 500	1 031 – 1 455	diák – pont; piesky	23,2	54	3,78	2,2	Na-HCO ₃
Diakovce, Di-2	1962	3 303	720 – 810	diák; piesky	4,0	38	0,39	0,5	Na-HCO ₃
Diakovce, Di-3	1982	1 551	1 416 – 1 536	pont – panón; piesky	12,0	68	2,66	2,1	Na-HCO ₃ -Cl
Vlčany, FGV-1	1983	306	215 – 275	diák; piesky	15,0	19	0,25	0,6	Ca-Na-HCO ₃
Gabčíkovo, FGGA-1	1982	2 500	1 244 – 1 852	pont; piesky	10,0	68	2,22	2,1	Na-HCO ₃
Boheľov, GBP-1**	1982	2 582	1 122 – 1 926	pont; piesky	10,0	52	1,64	1,1	Na-HCO ₃
Nárad (Topoľovce) VTP-11	1988	2 800	–	–	–	–	–	–	–
Zlatná na Ostrove, VZO-13	1990	2 500	1 533 – 2 482	pont – panón; piesky	14,6	74	3,60	1,2	Na-HCO ₃ -Cl
Zemianska Oľča, VZO-14	1990	1 650	1 089 – 1 625	pont – panón; piesky	7,5	51	1,25	7,5	Na-Cl
Dunajský Klátov, VDK-15	1990	1 849	1 555 – 1 839	pont; piesky	10,0	74	2,51	2,7	Na-HCO ₃ -Cl
Nové Zámky, GNZ-1	1983	2 240	1 425 – 2 222	pont – panón; piesky	15,4	74	3,75	2,4	Na-HCO ₃ -Cl
Šurany, GSM-1	1989	1 506	1 236 – 1 473	pont; piesky	4,5	59	0,83	3,2	Na-HCO ₃ -Cl
Komjatice, G 1	1989	1 550	815 – 1 500	pont; piesky	3,5	49	0,50	3,0	Na-Cl-HCO ₃
Komárno, M-2	1971	1 830	1 509 – 1 700	panón; piesky, pieskovce	12,0	78	2,50	20,1	Na-Ca-Cl-HCO ₃
Komárno, FGK-1	1976	1 060	771 – 1 025	pont – panón; piesky	*4,5	42	0,51	3,9	Na-HCO ₃ -Cl
		1 970	904 – 1 082	pont – panón; piesky	4,0	45	0,50	2,0	Na-HCO ₃ -Cl

Lokalita, vrt	Rok realizácie	Hĺbka vrtu (m)	Perfor., resp. otvor, úsek (m)	Vek: litologické zloženie kolektorov	Výdatnosť (l · s ⁻¹)	Teplota na ústí (°C)	Teplotný výkon (MW _t)	Mineraliz. (g · l ⁻¹)	Chemický typ vody
Nesvaďy, GN-1 CDPP (súhrn)	2008 1962 – 2010	1 505 290 – 2 800	1 283 – 1 494 73 – 2 482	pont; piesky, pieskovce dák – bádén; piesky, pieskovce, bazálne klastiká, andezity	2,7 0,2 – 25,0	60 18 – 91	0,50 0,06 – 6,80	2,9 0,5 – 20,1	Na-HCO ₃ Na-HCO ₃ , Na-HCO ₃ -Cl, Na-Cl-HCO ₃ , Na-Cl
CDPP sumárne: 45 vrtov									
Komárňanská vysoká kryha (KVK)									
Patince, SB-1	1959	226	130 – 160	trias; vápence	29,1	26	nevyuž.	0,7	Ca-Mg-HCO ₃
Patince, SB-2	1972	160	129 – 146	lias – trias; vápence	45,0	27	2,26	0,7	Ca-Mg-HCO ₃
Patince, SB-3	1982	170	132 – 167	trias; vápence	29,4	26	1,35	0,7	Ca-Mg-HCO ₃
Virt, vrt JRD	1973	260		trias; vápence, dolomity	6,6	26	0,30	0,7	Ca-Mg-HCO ₃
Virt, HVB-1	1973	241	139 – 233	trias; vápence, dolomity	+10,0	26	0,46	0,7	Ca-Mg-HCO ₃
Virt, vrt VŠE	1976	280	155 – 263	trias; vápence, dolomity	+18,3	24	0,69	0,7	Ca-Mg-HCO ₃
Štúrovo, FGŠ-1	1975	210	77 – 128	trias; dolomitické vápence	70,0	40	7,33	0,8	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄
Štúrovo, VŠ-1	1988	125	65 – 113	trias; dolomitické vápence	49,0	39	4,86	0,7	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄
Obid, FGO-1	1979	1 000	736 – 1 000	trias; dolomitické vápence	2,1	20	0,05	0,8	Ca-Mg-HCO ₃
Kravaný, FGKr-1	1979	1 021	723 – 920	trias; dolomitické vápence	5,5	20	0,12	0,8	Ca-Mg-HCO ₃
KVK (súhrn)	1959 – 1988	125 – 1 021	65 – 1 000	lias – trias; vápence, dolomity	2,1 – 70,0	20 – 40	0,05 – 7,33	0,7 – 0,8	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄
KVK sumárne: 10 vrtov									
Komárňanská okrajová kryha (KOK)									
Komárno, M-1	1967	1 221	1 140 – 1 221	mezozoikum; vápence, dolomity	1,6	42	0,18	2,2	Na-Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃ -Cl
Komárno, M-3	1976	1 184	1 139 – 1 184	jura – trias; dolomitické vápence	5,0	51	0,75	3,1	Ca-Na-Mg-SO ₄ -Cl-HCO ₃
Komárno, FGK-1	1976	1 970	1 696 – 1 964	trias; vápence, dolomity	3,3	64	0,67	2,9	Ca-Na-Mg-SO ₄ -Cl
Marcelová, GTM-1	1987	1 763	1 037 – 1 761	neogén – trias; zlepenec, vápence	6,0	56	1,02	90,0	Na-Cl
KOK (súhrn)	1967 – 1987	1 184 – 1 970	1 037 – 1 964	neogén – trias; zlepenec, vápence, dolomity	1,6 – 6,0	42–64	0,18 – 1,02	2,2 – 90,0	zmiešaný typ, Na-Cl
KOK sumárne: 4 vrty									
Viedenská panva (VP)									
Šaštín-Stráže, RGL-2	1983	2 605	2 005 – 2 570	egenburg – trias; klastiká, vápence	12,0	73	2,91	10,9	Na-Cl
Lakšárska Nová Ves, RGL-1	1984	2 100	1 242 – 2 065	egenburg – trias; klastiká, vápence	25,0	78	6,59	6,8	Na-Ca-Cl-SO ₄
VP (súhrn)	1983 – 1984	2 100 – 2 605	1 242 – 2 570	egenburg – trias; klastiká, dolomity, vápence	12,0 – 25,0	73 – 78	2,91 – 6,59	6,8 – 10,9	Na-Ca-Cl-SO ₄ , Na-Cl
VP sumárne: 2 vrty									
Levická kryha (LeK)									
Podhajská, Po-1	1973	1 900	1 155 – 1 740	bádén – trias; klastiká, vápence	53,0	80	14,42	19,6	Na-Cl
Podhajská, GRP-1*	1986	1 470	995 – 1 365	bádén – trias; klastiká, dolomity, vápence	28,0	69	6,32	19,2	Na-Cl
LeK (súhrn)	1973 – 1986	1 470 – 1 900	995 – 1 740	bádén – trias; klastiká, dolomity, vápence	28,0 – 53,0	69 – 80	6,32 – 14,42	19,2 – 19,6	Na-Cl
LeK sumárne: 2 vrty									
Topoľčiansky záliv a Bánovská kotlina (TzaBK)									
Malé Bielice, MB-3	1974	160	80 – 100	paleogén; karbonátové brekcie	8,5	40	0,89	1,1	Ca-Mg-HCO ₃
Veľké Bielice, VB-3	1983	102	27 – 90	paleogén; karbonátové brekcie	+8,3	39	0,83	0,8	Ca-Mg-HCO ₃
Brodzany, HGT-9	1982	160	133 – 139	trias; karbonáty	+1,7	32	0,12	1,5	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄
Topoľčany, FGZ-1	1985	2 106	1 512 – 1 917	trias; karbonáty	+2,0	55	0,33	5,9	Na-HCO ₃ -SO ₄
Partizánske, FGZ-2	2004	998	401 – 970	trias; dolomity a vápence	+12,5	33	0,94	0,7	Ca-Mg-HCO ₃
Partizánske, HGTP-1	2000	500	265 – 474	trias; karbonáty	+18,8	20	0,37	0,7	Ca-Mg-HCO ₃
Bánovce nad Bebravou, BnB-1	1984	2 025	2 000 – 2 025	trias; dolomity	+17,0	40	1,78	0,7	Ca-Mg-HCO ₃ -Cl

Lokalita, vrt	Rok realizácie	Hĺbka vrtu (m)	Perfor., resp. otvor. úsek (m)	Vek; litologické zloženie kolektorov	Výdatnosť (l · s ⁻¹)	Teplota na ústí (°C)	Tepeľný výkon (MW _j)	Mineraliz. (g · l ⁻¹)	Chemický typ vody
TZaBK (súhrn)	1974 – 2004	102 – 2 106	27 – 2 025	paleogén, trias; brekcie, karbonáty	1,7 – 18,8	20 – 55	0,12 – 1,78	0,7 – 5,9	Ca-Mg-HCO ₃ , Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄ , resp. Cl
TZaBK sumárne: 7 vrtov									
Hornonitrianska kotlina (HK)									
Koš (Laskár), Š-1-NB II	1980	1 851	1 677 – 1 851	trias; karbonáty	22,0	59	4,08	0,8	Ca-Na-Mg-HCO ₃ -SO ₄
Chalmová, BCH-3	1983	150	30 – 120	trias; karbonáty	+5,0	39	0,50	1,9	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃
Chalmová, HCH-1	1992	200	50 – 194	trias; karbonáty	+13,4	33	1,01	1,3	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃
Handlová, FGHn-1	2002	475	370 – 430	paleogén – trias; brekcie, dolomity	+2,5	19	0,05	0,4	Ca-Mg-HCO ₃
Handlová, RH-1	2010	1 201	862 – 1 179	perm – mezozoikum; pieskovce, karbonáty	+15,0	37,5	1,41	1,06	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃
HK (súhrn)	1980 – 2010	150 – 1 851	30 – 1 851	paleogén – trias – perm; brekcie, karbonáty, pieskovce	2,5 – 22,0	19 – 59	0,05 – 4,08	0,4 – 1,9	Ca-Mg-HCO ₃ , Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃
HK sumárne: 5 vrtov									
Skorušinská panva (SP)									
Oravice, OZ-1	1979	600	342 – 561	trias; dolomity	35,0	28	1,09	0,8	Ca-HCO ₃
Oravice, OZ-2	1991	1 601	950 – 1 565	trias; dolomity	100,0	56	17,20	1,3	Ca-Mg-HCO ₃
SP (súhrn)	1979 – 1991	600 – 1 601	342 – 165	trias; dolomity	35,0 – 100,0	28 – 56	1,09 – 17,20	0,8 – 1,3	Ca-HCO ₃ , Ca-Mg-HCO ₃
SP sumárne: 2 vrtv									
Liptovská kotlina (LiK)									
Pavčina Lehota, FGL-1	1977	2 129	1 315 – 1 570	trias; karbonáty	+6,0	32	0,43	0,5	Mg-Ca-HCO ₃
Bešeňová, ZGL-1	1987	1 987	1 540 – 1 987	trias; dolomity	27,0	62	5,30	3,0	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃
Bešeňová, FBe-1	2006	400			5,4	25	0,23	3,6	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄
Bešeňová, FGtB-1	2011	1 833	1 623 – 1 814	mezozoikum; karbonáty	32,0	66	6,83	3,0	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃
Liptovská Kokava, ZGL-3	1990	2 373	1 475 – 2 365	trias; karbonáty	+20,0	43	2,39	4,4	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄
Liptovský Tmavec, ZGL-2/A	1992	2 500	1 624 – 2 486	trias; karbonáty	31,0	60	5,18	4,7	Ca-Na-Mg-HCO ₃ -SO ₄
LiK (súhrn)	1977 – 2011	400 – 2 500	1 315 – 2 486	trias; karbonáty	5,4 – 32,0	25 – 66	0,23 – 5,30	0,5 – 4,7	Mg-Ca-HCO ₃ , prev. Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄
LiK sumárne: 6 vrtov									
Levočská panva, západná a južná časť (LP-Z a -J)									
Vrbov, Vr-1	1982	1 742	1 493 – 1 734	trias; dolomity	28,3	56	4,86	4,0	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄
Vrbov, Vr-2	1989	2 502	1 539 – 1 983	trias; karbonáty	33,0	59	6,08	4,0	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄
Letanovce, HKJ-4	1989	607	408 – 589	trias; karbonáty	8,0	25	0,33	0,6	Ca-Mg-HCO ₃
Arnútovce, HKJ-3	1990	1 133	489 – 1 133	trias; karbonáty	11,8	31	0,79	1,4	Ca-Mg-HCO ₃
Poprad, PP-1	1994	1 205	634 – 1 128	trias; dolomity	61,2	48	6,60	2,8	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃
Stará Lesná, FGP-1	1995	3 616	1 431 – 2 092	trias; dolomity	22,0	58	3,95	3,2	Ca-Mg-HCO ₃
Veľký Slavkov, VSČ-1	2007	2 400	1 877 – 2 353	mezozoikum; dolomity, vápence	27,0	57	4,75	3,5	–
Danišovce, DH-1	1997	1 000	800 – 1 000	perm; brekcie, pieskovce, bridlice	–	–	–	–	–
Veľká Lomnica, GVL-1	2006	2 100		trias; karbonáty	35,0	62	6,88	0,6–4,0	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄ , Ca-Mg-HCO ₃
LP-Z a -J (súhrn)	1982 – 2007	607 – 3 616	408 – 2 353	mezozoikum; dolomity, vápence	8,0 – 61,2	25 – 62	0,33 – 6,88		
LP-Z a -J sumárne: 9 vrtov									
Košická kotlina (KK)									
Valalický, KAH-3	1976	190	158 – 171	neogén; piesčité il	+7,2	21	0,18	2,2	Na-Cl
Valalický, KAH-5	1976	160	124 – 148	neogén; štrk, piesok	+14,3	21	0,36	0,7	Na-HCO ₃
Šebastovce, KAH-6	1976	164	45 – 149	neogén; štrk, piesok	+10,0	18	0,12	3,6	Na-Ca-Cl-HCO ₃

Lokalita, vrt	Rok realizácie	Hĺbka vrtu (m)	Perfor., resp. otvor, úsek (m)	Vek: litologické zloženie kolektorov	Výdatnosť (l · s ⁻¹)	Teplota na ústí (°C)	Teplotný výkon (MW _t)	Mineraliz. (g · l ⁻¹)	Chemický typ vody
Turčianska kotlina (TuK)									
Košice, G-4	1982	310	72 – 273	trias – perm; dolomity, fylonity	*4,9	26	0,22	4,5	Na–Ca–Mg–HCO ₃ –Cl
Ďurkov, GTD-1	1998	3 210	2 109 – 3 155	trias; dolomity	56,0	125	25,00	30,0	Na–Cl
Ďurkov, GTD-2***	1998	3 151	2 600 – 3 104	trias; dolomity	50,0	129	24,00	30,0	Na–Cl
Ďurkov, GTD-3***	1999	2 252	2 223 – 2 246	trias; dolomity	65,0	123	29,00	31,0	Na–Cl
KK (súhrn)	1976 – 1999	160 – 3 210	45 – 3 155	neogén; štrk, piesok, trias, dolomity	4,9 – 65,0	18 – 129	0,12 – 29,0	0,7 – 31,0	prev. Na–Cl, Na–Ca–Cl–HCO ₃
KK súhrn: 7 vrtov					207,4		78,88		
Dubnícka depresia (DD)									
Turčianske Teplice, TTŠ-1	1988	1 503	810 – 1 124	trias; karbonáty	12,4	54	2,02	2,5	Ca–Mg–HCO ₃ –SO ₄
Martín, ZGT-3	1990	2 461	–	–	–	–	–	–	–
TuK súhrn: 2 vrtov									
Trnavský záliv (TZ)									
Brutý, VTB-1	1990	1 927	1 599 – 1 905	báden; pieskovce, zlepenec	*15,0	75	2,40	30,0	Na–Cl
Svätý Peter, PTG-11	1990	1 856	972 – 1 321	neogén; piesky	*6,0	50	0,88	5,3	Na–Cl
Želiezovce, HGŽ-1	1972	350	100 – 234	neogén; piesky, pieskovce	*13,5	18	0,17	1,6	Na–Ca–HCO ₃
Želiezovce, HGŽ-3	1990	916	342 – 900	báden; klástiká	*1,5	52	0,25	10,0	Na–SO ₄ –Cl
DD (súhrn)	1972 – 1990	350 – 1 927	100 – 1 905	neogén; piesky, pieskovce, klástiká	1,5 – 15,0	18 – 75	0,17 – 2,40	1,6 – 30,0	Na–Cl, Na–Ca–HCO ₃ , Na–SO ₄ –Cl
DD súhrn: 4 vrtov					36,0		3,7		
Prieštanský záliv (PZ)									
Koplotovec, KB-1	1976	118	78 – 108	trias; dolomity	14,5	24	0,55	2,52	Ca–Mg–HCO ₃ –SO ₄
N. Mesto n. V.-Zel. Voda, GZV-1	2008	1 206	985 – 1 155	mezozoikum; karbonáty	10,0	19,4	0,18	1,41	Mg–Ca–SO ₄
Stredoslovenské neovulkanity, sz. časť (SN sz.)									
Kremnica, KŠ-1****	1967	531	476 – 531	mezozoikum; karbonáty	23,2	47	3,10	1,5	Ca–Mg–SO ₄ –HCO ₃
Výhne, H-1	1967	92	19 – 78	trias; vápence, dolomity	5,0	36	0,44	1,1	Ca–Mg–HCO ₃ –SO ₄
Výhne, HGV-3	2009	64	46 – 54	mezozoikum; vápence	*5,5	29	0,32	0,9	Ca–HCO ₃
Zlatno, R-3	1975	710	660 – 710	neogén – trias; porfýrit, dolomit	10,0	35	0,84	5,0	Ca–Mg–SO ₄ –HCO ₃
Lukavica, LKC-4	1980	876	792 – 851	trias; karbonáty	10,0	35	0,80	0,4	Ca–Mg–HCO ₃
Sklené Teplice, ST-4	1981	1 820	1 453 – 1 695	trias; karbonáty	16,0	57	3,00	2,6	Ca–Mg–SO ₄
Sklené Teplice, ST-5	1987	1 001	800 – 1 001	trias; dolomity	*4,4	46	0,57	2,7	Ca–Mg–SO ₄ –HCO ₃
Sielnica, KMV-1	2004	417	353 – 407	mezozoikum; vápence	3,0	33	0,23	2,2	Ca–SO ₄
Topoľčianky, KD-1	1984	500	404 – 500	trias; dolomity	3,5	27	0,17	4,5	Ca–Mg–SO ₄ –HCO ₃
Žiar nad Hronom, RGŽ-2	2000	2 500	–	–	–	–	–	–	–
SN sz. (súhrn)	1967 – 2009	64 – 2 500	19 – 1 695	neogén; mezozoikum, porfýrit, vápence, dolomity	3,0 – 23,2	27 – 57	0,17 – 3,10	0,4 – 5,0	Ca–Mg–SO ₄ –HCO ₃ , Ca–Mg–SO ₄ , Ca–Mg–HCO ₃
SN sz. súhrn: 10 vrtov					80,6		9,47		
Ilavská kotlina (IK)									
Belušké Slatiny, BHS-3	1990	1 761	–	–	–	–	–	–	–
Žilinská kotlina (ŽK)									
Rajec, RK-22	1974	1 308	1 064 – 1 308	trias; karbonáty	22,0	26	0,60	0,5	Ca–Mg–HCO ₃
Strážavy, ŽK-2	1990	600	339 – 550	paleogén; pieskovce	22,0	24	0,84	0,4	Ca–Mg–HCO ₃ –SO ₄
Kamenná Poruba, RTŠ-1	1991	1 830	1 395 – 1 814	trias; karbonáty	13,4	41	1,51	0,5	Ca–Mg–HCO ₃
Žilina, HŽK-10	1993	2 258	–	–	–	–	–	–	–

Lokalita, vrt	Rok realizácie	Hĺbka vrtu (m)	Perfor., resp. otvor, úsek (m)	Vek: litologické zloženie kolektorov	Výdatnosť (l · s ⁻¹)	Teplota na ústí (°C)	Teplotný výkon (MW ₀)	Mineraliz. (g · l ⁻¹)	Chemický typ vody
ŽK (súhrn)	1974 – 1993	600 – 2 258	339 – 1 814	paleogén, trias; pieskovce, karbonáty	13,4 – 22,0	24 – 41	0,60 – 1,51	0,4 – 0,5	Ca–Mg–HCO ₃ , Ca–Mg–HCO ₃ –SO ₄
ŽK súhrnárne: 4 vrty									
Súhrnárne: 4 vrty									
Kalinčiakovo, HBV-1	1968	80	15 – 70	trias; vápence	+25,0	25	1,05	1,0	Ca–Mg–HCO ₃ –SO ₄
Kalinčiakovo, HBV-2a	1968	65	11 – 49	trias; vápence	+11,1	25	0,46	1,0	Ca–Mg–HCO ₃ –SO ₄
Santovka, B-3A	1998	73	45 – 64	báden; pieskovce, litotamn. vápence	15,5	26	0,71	5,7	Na–Ca–SO ₄ –HCO ₃
Banská Štiavnica, HR-1	2005	910	748 – 829	neogén; andezity, alterovaná žil. výplň	+12,5	46	1,62	2,4	Ca–Mg–HCO ₃ –SO ₄
SN-JV (súhrn)	1968 – 2005	65 – 910	11 – 829	neogén, trias; andezity, pieskovce, vápence	11,1 – 25,0	25 – 46	0,46 – 1,62	1,0 – 5,7	Na–Ca–SO ₄ –HCO ₃
SN-JV súhrnárne: 4 vrty									
Hornostáhrske-trenčská prepadlina (HTP)									
Dolná Strehová, M-4	1956	520	520	neogén; piesky	2,5	35	0,50	0,4	Na–HCO ₃
Dolná Strehová, HGD-1	1985	625	593 – 615	neogén; piesky	1,5	29	0,09	0,4	Na–HCO ₃
Slovenské Kľačany, TSK-1	1991	600		neogén; piesky	2,0	38	0,20	0,7	Na–HCO ₃
Vinica, HG-18		320		neogén; piesky	10,0	21	0,25	3,1	Na–HCO ₃
HTP (súhrn)	1956 – 1991	320 – 625	320 – 615	neogén, piesky	1,5 – 10,0	21 – 38	0,09 – 0,50	0,4 – 3,1	Na–HCO ₃
HTP súhrnárne: 4 vrty									
Rimavská kotlina (RK)									
Bátka, RKZ-1	1989	658	435 – 658	trias, karbonáty	–	–	–	–	–
Tomala, HM-5	1973	158		trias; vápence	45,0	18	0,56	1,8	Ca–HCO ₃
Cakov, BČ-3	1984	876	489 – 874	trias; karbonáty	3,3	29	0,19	5,9	Ca–Mg–HCO ₃
Rimavské Janovce, GRS-1	2003	1 022	767 – 1 008	trias; karbonáty	+13,0	33	1,01	1,7	Ca–Mg–HCO ₃
Ivanica, FGK-1	2007	1 050	618 – 1 050	–	–	–	–	–	–
RK (súhrn)	1973 – 2007	158 – 1 050	158 – 1 050	trias; karbonáty	3,3 – 45,0	18 – 33	0,19 – 1,01	1,7 – 5,9	Ca–Mg–HCO ₃ , Ca–HCO ₃
RK súhrnárne: 5 vrty									
Levočská panva, sv. časť (LP-SV)									
Plavnica, Pl-1	1988	3 500	2 306 – 3 360	paleogén – trias; pieskovce, karbonáty	5,0	65	1,05	10,0	Na–Cl
Plavnica, Pl-2	1989	3 500	2 500 – 3 010	paleogén – trias; pieskovce, karbonáty	4,0	53	0,57	12,3	Na–Cl
Lipany, L-1*****	1978	4 000	3 184 – 3 390	trias; dolomity	10,0	85	2,93	9,4	Na–HCO ₃ –Cl–SO ₄
LP-SV (súhrn)	1978 – 2008	3 400 – 3 500	2 306 – 3 390	paleogén, trias; pieskovce, karbonáty	4,0 – 10,0	53 – 85	0,57 – 2,93	9,4 – 12,3	Na–Cl, Na–HCO ₃ –Cl–SO ₄
LP súhrnárne: 3 vrty									
Humenský chrbát (HCH)									
Sobrance, TMS-1	1975	823	487 – 625	neogén; piesky, pieskovce	4,0	29	0,25	11,9	Ca–Na–Cl–SO ₄
Kaluža, GTH-1	2005	600	454 – 594	mezozoikum; dolomity, vápence	+2,0	34	0,16	4,4	Na–Cl–SO ₄ –HCO ₃
HCH (súhrn)	1975 – 2005	600 – 823	454 – 625	neogén, mezozoikum; piesky, pieskovce, dolomity, vápence	2,0 – 4,0	29 – 34	0,16 – 0,25	4,4 – 11,9	Ca–Na–Cl–SO ₄ , Na–Cl–SO ₄ –HCO ₃
HCH súhrnárne: 2 vrty									
Rapovská štruktúra (RŠ)									
Rapovce, GTL-2	2007	1 501	957 – 1 439	trias; karbonáty	11,2	38	1,04	12,6	Na–HCO ₃
Východoslovenská panva (VýP)									
Streda nad Bodrogom, TGS-1	1973	1 001	817 – 910	perm; konglomeráty, pieskovce	–	–	–	–	–

VÝSVETLIVKY: * reinjekčný vrt; ** geotermický pozorovací vrt; *** šikmý vrt (perforovaný úsek zodpovedá dĺžke vrtu), **** vrt vyhlbený zo štôlne; ***** štruktúro-geologický vrt, prepracovaný v r. 2006 – 2008 na geotermálny vrt, pričom do 3 400 m; + výdatnosť pri čerpaní

Tab. 2. Súhrnné údaje o geotermálnej vode na Slovensku.

Vymedzená geotermálna oblasť	Rok realizácie	Hĺbka vrtov (m)	Perfor., resp. otvor. úsek (m)	Vek, litologické zloženie kolektorov	Výdatnosť (l · s ⁻¹)	Teplota na ústí (°C)	Teplotný výkon (MW _t)	Mineraliz. (g · l ⁻¹)	Chemický typ vody
Centrálna depresia Podunajskej panvy (CDPP)									
CDPP (súhrn)	1962 – 2010	290 – 2 800	73 – 2 482	dák – bádén; piesky, pieskovce, bazálne klastiky, andezity	0,2 – 25,0	18 – 91	0,06 – 6,80	0,5 – 20,1	Na-HCO ₃ , Na-HCO ₃ -Cl, Na-Cl-HCO ₃ , Na-Cl
CDPP sumárne: 45 vrtov					479,7		99,17		
Komárňanská vysoká kryha (KVK)									
KVK (súhrn)	1959 – 1988	125 – 1 021	65 – 1 000	lias – trias; vápence, dolomity	2,1 – 70,0	20 – 40	0,05 – 7,33	0,7 – 0,8	Ca-Mg-HCO ₃ , Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄
KVK sumárne: 10 vrtov					265,0		17,42		
Komárňanská okrajová kryha (KOK)									
KOK (súhrn)	1967 – 1987	1 184 – 1 970	1 037 – 1 964	neogén – trias; zlepenec, vápence, dolomity	1,6 – 6,0	42 – 64	0,18 – 1,02	2,2 – 90,0	zmiešaný typ, Na-Cl
KOK sumárne: 4 vrtov					15,9		2,62		
Viedenská panva (VP)									
VP (súhrn)	1983 – 1984	2 100 – 2 605	1 242 – 2 570	eggenburg, trias; klastiky, dolomity, vápence	12,0 – 25,0	73 – 78	2,91 – 6,59	6,8 – 10,9	Na-Ca-Cl-SO ₄ , Na-Cl
VP sumárne: 2 vrtov					37,0		9,50		
Levičká kryha (LeK)									
LeK (súhrn)	1973 – 1986	1 470 – 1 900	995 – 1 740	bádén, trias; klastiky, dolomity, vápence	28,0 – 53,0	69 – 80	6,32 – 14,42	19,2 – 19,6	Na-Cl
LeK sumárne: 2 vrtov					81,0		20,74		
Topoľčiansky záliv a Bánovská kotlina (TZaBK)									
TZaBK (súhrn)	1974 – 2004	102 – 2 106	27 – 2 025	paleogén, trias; brekcie, karbonáty	1,7 – 18,8	20 – 55	0,12 – 1,78	0,7 – 5,9	Ca-Mg-HCO ₃ , Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄ , resp. Cl
TZaBK sumárne: 7 vrtov					68,8		5,26		
Hornonitrianska kotlina (HK)									
HK (súhrn)	1980 – 2010	150 – 1 851	30 – 1 851	paleogén, trias – perm; brekcie, karbonáty, pieskovce	2,5 – 22,0	19 – 59	0,05 – 4,08	0,4 – 1,9	Ca-Mg-HCO ₃ , Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃
HK sumárne: 5 vrtov					57,9		7,05		
Skorušinská panva (SP)									
SP (súhrn)	1979 – 1991	600 – 1 601	342 – 1 565	trias; dolomity	35,0 – 100,0	28 – 56	1,09 – 17,20	0,8 – 1,3	Ca-HCO ₃ , Ca-Mg-HCO ₃
SP sumárne: 2 vrtov					135,0		18,29		
Liptovská kotlina (LiK)									
LiK (súhrn)	1977 – 2011	400 – 2 500	1 315 – 2 486	trias; karbonáty	5,4 – 32,0	25 – 66	0,23 – 5,30	0,5 – 4,7	Mg-Ca-HCO ₃ , prev. Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄
LiK sumárne: 6 vrtov					121,4		20,36		
Levočská panva, západná a južná časť (LP z a j.)									
LP z a j. (súhrn)	1982 – 2007	607 – 3 616	408 – 2 353	mezozoikum; dolomity, vápence	8,0 – 61,2	25 – 62	0,33 – 6,88	0,6 – 4,0	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄ , Ca-Mg-HCO ₃
LP z a j. sumárne: 9 vrtov					226,3		34,24		

Vymedzená geotermálna oblasť	Rok realizácie	Hĺbka vrtov (m)	Perfor., resp. otvor: úsek (m)	Vek, litologické zloženie kolektorov	Výdatnosť (l · s ⁻¹)	Teplota na ústí (°C)	Teplný výkon (MW _e)	Mineraliz. (g · l ⁻¹)	Chemický typ vody
Košická kotlina (KK)									
KK (súhrn)	1976 – 1999	160 – 3 210	45 – 3 155	neogén, trias; štrk, piesok, dolomity	4,9 – 65,0	18 – 129	0,12 – 29,0	0,7 – 31,0	prev. Na-Cl, Na-Ca-Cl-HCO ₃
KK sumárne: 7 vrtov					207,4		78,88		
Turčianska kotlina (TuK)									
TuK (súhrn)	1988 – 1990	1 503 – 2 461	810 – 1 124	trias; karbonáty	12,4	54	2,02	2,5	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄
TuK sumárne: 2 vrty									
Dubnícka depresia (DD)									
DD (súhrn)	1972 – 1990	350 – 1927	100 – 1 905	neogén; piesky, pieskovce, klastiká	1,5 – 15,0	18 – 75	0,17 – 2,40	1,6 – 30,0	Na-Cl, Na-Ca-HCO ₃ , Na-SO ₄ -Cl
DD sumárne: 4 vrty					36,0		3,7		
Trnavský záliv (TZ)									
TZ (súhrn)	1976	118	78 – 108	trias; dolomity	14,5	24	0,55	2,52	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄
TZ sumárne: 1 vrt									
Piešťanský záliv (PZ)									
PZ (súhrn)	2008	1 206	985 – 1 155	mezozoikum; karbonáty	10,0	19,4	0,18	1,41	Mg-Ca-SO ₄
PZ sumárne: 1 vrt									
Stredoslovenské neovulkanity, sz. časť (SN sz.)									
SN sz. (súhrn)	1967 – 2009	64 – 2 500	19 – 1 695	neogén, mezozoikum; porfýrit, vápence, dolomity	3,0 – 23,2	27 – 57	0,17 – 3,10	0,4 – 5,0	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃ , Ca-Mg-SO ₄ , Ca-Mg-HCO ₃
SN sz. sumárne: 10 vrtov					80,6		9,47		
Ilavská kotlina (IK)									
IK (súhrn)	1990	1 761	–	–	–	–	–	–	–
IK sumárne: 1 vrt									
Žilinská kotlina (ŽK)									
ŽK (súhrn)	1974 – 1993	600 – 2 258	339 – 1 814	paleogén, trias; pieskovce, karbonáty	13,4 – 22,0	24 – 41	0,60 – 1,51	0,4 – 0,5	Ca-Mg-HCO ₃ , Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄
ŽK sumárne: 4 vrty					57,4		2,95		
Stredoslovenské neovulkanity, jv. časť (SN jv.)									
SN jv. (súhrn)	1968 – 2005	65 – 910	11 – 829	neogén, trias; andezity, pieskovce, vápence	11,1 – 25,0	25 – 46	0,46 – 1,62	1,0 – 5,7	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄ , Na-Ca-SO ₄ -HCO ₃
SN jv. sumárne: 4 vrty					64,1		3,84		
Hornostáthársko-trenčská prepádlna (HTP)									
HTP (súhrn)	1956 – 1991	320 – 625	320 – 615	neogén; piesky	1,5 – 10,0	21 – 38	0,09 – 0,50	0,4 – 3,1	Na-HCO ₃
HTP sumárne: 4 vrty					16,0		1,04		

Vymedzená geotermálna oblasť	Rok realizácie	Hĺbka vrtov (m)	Perfor., resp. otvor. úsek (m)	Vek, litologické zloženie kolektorov	Výdatnosť (l . s ⁻¹)	Teplota na ústí (°C)	Tepeľný výkon (MW _e)	Mineraliz. (g . l ⁻¹)	Chemický typ vody
Rimavská kotlina (RK)									
RK (súhrn) RK sumárne: 5 vrtov	1973 – 2007	158 – 1 050	158 – 1 050	trias; karbonáty	3,3 – 45,0 61,3	18 – 33	0,19 – 1,01 1,76	1,7 – 5,9	Ca–Mg–HCO ₃ , Ca–HCO ₃
Levočská panva, sv. časť (LP sv.)									
LP sv. (súhrn) LP sumárne: 3 vrty	1978 – 2008	3 400 – 3 500	2 306 – 3 390	paleogén, trias; pieskovce, karbonáty	4,0 – 10,0 19,0	53 – 85	0,57 – 2,93 4,55	9,4 – 12,3	Na–Cl, Na–HCO ₃ –Cl–SO ₄
Humenský chrbát (HCH)									
HCH (súhrn) HCH sumárne: 2 vrty	1975 – 2005	600 – 823	454 – 625	neogén; mezozoikum, piesky, pieskovce, dolomity, vápence	2,0 – 4,0 6,0	29 – 34	0,16 – 0,25 0,41	4,4 – 11,9	Ca–Na–Cl–SO ₄ , Na–Cl–SO ₄ –HCO ₃
Rapovská štruktúra (RŠ)									
RŠ (súhrn) RŠ sumárne: 1 vrt	2007	1 501	957 – 1 439	trias; karbonáty	11,2	38	1,04	12,6	Na–HCO ₃
Východoslovenská panva (VýP)									
VýP (súhrn) VýP sumárne: 1 vrt	1973	1 001	–	–	–	–	–	–	–
Vymedzené geotermálne oblasti (súhrn) Vymedzené geotermálne oblasti sumárne: 142** vrtov	1956 – 2011	64 – 3 616	11 – 3 390	neogén – mezozoikum; piesky, pieskovce, brekcie, andezity, karbonáty	1,5* – 100,0 2 083,9	18 – 129	0,05 – 29,0 345,04	0,4 – 90,0	Na–HCO ₃ až Na–Cl, Ca–Mg SO ₄ –HCO ₃ , zmieš. typ

VÝSVETLIVKY: * vylúčený jeden údaj s hodnotou 0,2 l . s⁻¹; **, skutočný počet je 141 (vrt FGK-1 figuruje 2x, a to v CDPP a KOK, lebo poskytol údaje v prípade obidvoch oblastí)

Tab. 3. Tepelnoenergetický potenciál geotermálnej energie Slovenska.

Geotermálna oblasť	Druh	Vypočítané množstvo		Zistené množstvo		Zostávajúce množstvo na overenie	
		GV ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$)	GE (MW_t)	GV ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$)	GE (W_t)	GV ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$)	GE (MW_t)
Komárňanská vysoká kryha	O	133,0	9,7	265,0	17,42	–	–
Komárňanská okrajová kryha	N		227,5	15,9	2,62		224,88
Viedenská panva (ŠE, LE, LME, ZSP)	N		511,0	37,0	9,5		501,5
Trnavský záliv	O		33,5	14,5	0,55		32,95
Piešťanský záliv	O		10,5	10,0	0,18		10,32
Trenčianska kotlina	O		4,6				4,60
Ilavská kotlina	O		1,1				1,10
Žilinská kotlina	O		13,2	57,4	2,95		10,25
Bánovská kotlina	O	141,7	12,469	68,8	5,26	72,9	7,209
Hornonitrianska kotlina	O	140,0	29,12	57,9	7,05	82,1	22,07
Turčianska kotlina	O		22,5	12,4	2,02		20,48
Skorušinská panva	O	166,0	24,0	135,0	18,29	31,0	5,71
Liptovská kotlina	O	248,0	34,589	121,4	20,36	126,6	14,229
Levočská panva (z. a j. časť)	O	424,6	75,4	226,3	34,24	198,3	41,16
Levočská panva (sv. časť)	N		1 316,0	19,0	4,55		1 311,45
Humenský chrbát	O	341,0	750,5	6,0	0,41	335,0	750,09
Košická kotlina	N		1 276,4	207,4	78,88		1 197,52
Dubnícka depresia	N		808,3	36,0	3,70		804,60
Stredoslovenské neovulkanity (sz. časť)	O		82,6	80,6	9,47		73,13
Stredoslovenské neovulkanity (jv. časť)	O		26,4	64,1	3,84		22,56
Levická kryha	N		126,0	81,0	20,74		105,26
Rimavská kotlina	O	284,74	21,121	61,3	1,76	223,44	19,361
Štruktúra Beša – Čičarovce	N		268,7				268,7
Centrálna depresia Podunajskej panvy	O	731,0	150,0	479,7	99,17	251,3	50,83
Komjatická depresia	N		392,64				392,64
Hornostrhársko-trenčská prepahlina	O		6,2	16,0	1,04		5,16
Rapovská štruktúra	N			11,20	1,04		
Geotermálne oblasti spolu			6 234,039	2 083,9	345,04		5 897,759

Vysvetlivky: GV – geotermálna voda, GE – geotermálna energia, O – obnoviteľné množstvo, N – neobnoviteľné množstvo, ŠE – šaštínska elevácia, LE – lakšárska elevácia, LME – lábsko-malacká elevácia s príľahlým poklesnutým pásmom, ZSP – závodsko-studenčanské poklesnuté pásmo

Geologická stavba južných svahov masívu Sedem chotárov (jz. časť kohútskej zóny veporika)

ĽUBOMÍR HRAŠKO a RASTISLAV DEMKO

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

Abstrakt. V oblasti najzápadnejšieho súvislejšieho výskytu kryštalinika a metamorfovaného mladopaleozoicko-triasového obalu veporika medzi údolím Tuhárskeho a Krivánskeho potoka bola identifikovaná zložitá alpínska šupinová stavba geologických jednotiek.

V geologickej stavbe vystupujú dve rozdielne tektonické šupy, severná a južná. Tvoria ich rozdielne typy kryštalinického fundamentu (alpínsky diaforitizované migmatity v severnej a prevažne amfibolitový komplex v južnej), ako aj rôzna náplň mladopaleozoicko-triasových obalových metasedimentov.

Styk týchto šupín, ktoré predstavujú južnú časť tuhárskej synformy, je tektonický. Sprostredkúva ho mohutná zóna alpínskych mylonitov kryštalinika (paleozoických, alpínsky diaforitizovaných amfibolitov, menej granitoidov a migmatitov).

V južnej tektonickej šupine sú vo väčšej miere prítomné amfibolity s dobre zachovanými hercýnskymi metamorfnými asociáciami, metamorfované v granulitovej fáci.

Úvod

Masív kóty Sedem chotárov (602,2) predstavuje najjužozápadnejší segment súvislejšieho kryštalinika a obalu kohútskej zóny veporika. Zo Z a V je obmedzený mladými zlomami s.-ssz. smeru prebiehajúcimi v oblasti doliny Krivánskeho a Tuhárskeho potoka. Smerom na Z je prekrytý hrubšími súbormi neovulkanitov bádenského veku. Na veporiku tu leží v tektonickej pozícii troska nízko metamorfovaných sedimentov ochtinskej skupiny. Geologickú stavbu veporika tu v minulosti podrobnejšie skúmali najmä Gregor (1963) a Vass et al. (1992). Poslední spomenutí autori vyčlenili na južných svahoch masívu súbor hornín vystupujúci v podloží bridličnatého permu rimavského súvrstvia, ktorý je tvorený nízko metamorfovanými klastickými sedimentmi, a zaradili ho do karbónskeho slatviniského súvrstvia (v zmysle Vozárovej a Vozára, 1982).

V rámci podrobnejšieho výskumu sme zistili, že horniny považované za slatvinské súvrstvie predstavujú alpínsky diaforitizované hercýnske metamorfity s prevažne amfibolitovým zložením. Bolo teda potrebné kartograficky vyčleniť jednotlivé typy hornín a urobiť ich podrobný petrografický výskum.

Ďalším problémom bola litologická náplň mladopaleozoických metasedimentov, bezprostredne vystupujúcich na kryštaliniku. Na geologickej mape Vassa et al. (1992) sú tieto metasedimenty na severnom aj južnom krídle anti-formnej štruktúry jednotne priradené k rimavskému súvrstviu. Rozdiely medzi nimi však pri starších výskumoch postrehol už Gregor (1963).

Geologická charakteristika skúmaného územia

Územie masívu kóty Sedem chotárov (602,2) medzi Podrečanmi a Tuhárom (Tuhárskym a Krivánskym potokom) tvorí výraznú morfológickú eleváciu. Geologickú stavbu tu detailnejšie skúmal Gregor (1963). V rámci kryštalinika tu rozlíšil migmatity, granitoidy a bazické diferenciaty, ktoré spolu s bridličnatými litologickými zložkami na JV – J (zóna granatických svorov a fylitov; epidoticko-zoisitické bridlice) zaradil do pásma Kohúta. Neskôr bridličnaté, nízko metamorfované litologické zložky zaradil Vozár (in Vass et al., 1992) do vrchného paleozoika (slatvinského a rimavského súvrstvia revúckej skupiny).

O obalovom súvrství sa podrobnejšie zmienil Fusán (1962). Uviedol, že na kryštalinickom podklade leží súvrstvie „svetlých a pestrých arkóz a zlepcov, s lokálnymi polohami pestrých bridlic“, ktoré zodpovedá kontinentálnemu vývoju permu, a nad nimi ležia kremence. Zaradil ho do spodného triasu. Na základe celej sukcesie klastického karbonátového súvrstvia pri Tuhári a jeho príbuznosti s triasovými súvrstviami tatrika preukázal, že súvrstvie nepatrí do karbónu, ako sa dovtedy predpokladalo, ale ide o „mezozoickú metamorfovanú sériu, ktorá tvorí obal veporského kryštalinika“. Zároveň poukázal na tektonickú pozíciu „gemeridného karbónu“ na tomto obale.

K obalu veporíd tu Gregor (l. c.) zaradil sled hornín na severnom svahu masívu Sedem chotárov, ktoré ležia diskordantne na svojom podloží. Podľa tohto autora súvrstvie v smere od podložia tvoria arkózy a sericitické a chloritické bridlice. Arkózy prechádzajú do bridličnatej fácie s pelitickým materiálom svetlosivozelenkavej farby, ktorý je zložený z kremeňa a sericitu. V samotnej hornine pozoroval povlaky po rozložení mineráli bohatom na Fe (chloritoid?). Vo vrchnejšej časti vystupujú chloriticko-sericitické bridlice zelenkavej farby s turmalínom na plochách bridličnatosti upadajúce pod kremence spodného triasu. Centrálnu časť tvoria podľa Gregora (l. c.) migmatity s malými telesami granitoidných hornín, kým najjužnejšia časť je tvorená „zónou granatických svorov a fylitov“ (neskôr ich Vozár in Vass et al., 1992, zaradil k rimavskému súvrstviu) a „epidot-zoisitickými bridlicami“ (ktoré Vozár in Vass et al., l. c., zaradili k slatvinskému súvrstviu).

Stavbu masívu Sedem chotárov považoval Gregor (l. c.) za antiformnú s podrečianskou synformou na južnom a tuhárskou na severnom okraji. Všimol si výraznú alpín-

sku deformáciu (tvorba vrások, lineácie) v kvarcitoch a karbonátoch mezozoika.

Severné svahy masívu Sedem chotárov so zameraním na obalové mezozoikum v tuhárskej synforme okrajovo skúmal Plašienka (1983). Podľa neho je kryštalínium bezprostredným sedimentárnym podložím komplexu, ktorý sa začína pravdepodobne v perme sedimentáciou arkózových horizontov a pokračuje cez kremence a piesčité bridlice do karbonátovej sedimentácie, zaradovanej do vrchnejšej časti stredného triasu (Straka, 1981).

Staršie kartografické poznatky o geologickej stavbe

Hlavné podrobnejšie črty geologickej stavby boli definované na geologických mapách v rámci mapových listov v mierke 1 : 25 000.

Územie je znázornené najmä na mapovom liste 36-434 Lovinobaňa-4 v mierke 1 : 25 000 (Vass et al., 1987) a len v najsevernejšej časti sa okrajovo prekrýva s listom 36-432 Lovinobaňa-2 v mierke 1 : 25 000 (Bezák et al., 1989). Kartografický obsah týchto máp potom Vass et al. (1992) prevzali do publikovanej mapy Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny 1 : 50 000.

Čiastočné úpravy geologického obrazu územia v jeho západnej časti sa urobili na publikovanej geologickej mape Javoria v mierke 1 : 50 000 (Konečný et al., 1998).

Na súčasnej digitálnej geologickej mape 1 : 50 000 (mapový server ŠGÚDŠ) je prevzatý stav z oboch geologických máp 1 : 50 000 (Vass et al., 1992; Konečný et al., 1998) s tým, že obalové permské metasedimenty v severnej a južnej časti územia sa považujú za identické a sú zaradené do rimavského súvrstvia definovaného Vozárom (1982).

Staršie poznatky o kryštalíniku v oblasti masívu Sedem chotárov a širšom okolí

Kryštalínium v oblasti masívu Sedem chotárov do značnej miery pripomína (aj keď s istými odlišnosťami) litologické komplexy vystupujúce v priestore Lovinobaňa-Uderiná (geologická mapa 1 : 25 000; Bezák et al., 1989) a Mládzo – Cinobaňa, pričom rozsah metabázického telesa medzi Mládzovom a Cinobaňou je vo svojom jz. pokračovaní podľa poslednej nepublikovanej mapy 1 : 50 000 (Hraško et al., 2005) na povrchu pomerne rozsiahly. Tento súbor hornín medzi Mládzovom a Cinobaňou sa na publikovanej geologickej mape (Vass et al., 1992) považuje za slatvinské súvrstvie.

Jadro kryštalínického komplexu čiastočne pripomína horninový metabázický komplex vystupujúci v oblasti potoka Salajka medzi Lovinobaňou-Uderinou a Cinobaňou, ktorý je známy vďaka prieskumným prácam na zlato (Matlová et al., 1994; Kněsl a Kněslová, 2000).

Bezák (1988) tieto horniny spolu s metapiesskovcami zaradil do tzv. lovinobanského komplexu. Hovorka a Méres (1996) v metabázickom telese medzi Lovinobaňou a pričlenenou obcou Uderiná vyčlenili dva typy metabazitov: staropaleozoický vysokotepelný (tzv. leptinitovo-amfibolitový) komplex (LAC), metamorfovaný v amfibolitovej fácií, a nízkostupňové metavulkanity nižšieho stupňa fácie zelených bridlic, miestami so zachovanými vulkanickými štruktúrami, ktoré považujú za pravdepo-

dobne alpínsky rekryštalizované mladopaleozoické vulkanity (tento typ sme v skúmanom území nezistili).

Kováčik in Bezák et al. (1989) v metabázických horninách lovinobanského komplexu predpokladá značný podiel dioritických hornín. Často ide o deformované a metasomaticky premenené amfibolické diority s lokálnymi výskytmi granatických rúl. Podľa Kováčika in Hraško et al. (2005) tento komplex buduje suita magmatických hornín – od hlbinných dioritických foriem až po predpokladané bazalty, ktoré zrejme vystupujú vo forme tmavých drobno- až strednozrnných amfibolitov (s. s.). Tieto amfibolity so základným minerálnym zložením amfibol a kremeň občas obsahujú granát, kremeň, prípadne biotit. Masívne zelenosivé horniny môžu predstavovať subvulkanické členy typu dioritických porfyrítov. Vyskytujú sa aj kyslejšie vulkanogénne produkty – ide zrejme o acidné tufy až tufity, ktoré tvoria svetlé polohy v rámci páskovanej textúry tzv. leptinitovo-amfibolitového komplexu (sensu Hovorka a Méres, 1993). V týchto typoch výrazne prevažuje plagioklas a kremeň nad amfibolom, biotitom a nezriedkavými, až 0,5 až 1 cm veľkými porfýroblastami granátu. Tento magmatický komplex s predpokladanými polohami metamorfovaných tufov-tufítov, ale aj metapelitov bol v neskoršej etape svojho vývoja granitizovaný. O periplutonickom účinku svedčia lokálne plagioklasovo-kremeňové žily.

Mineralogickú charakteristiku metabazitového komplexu medzi Lovinobaňou a Uderinou, metamorfovaného v amfibolitovej fácií metamorfozy, podali aj Hovorka a Méres (1996). Zloženie amfibolov tu zodpovedá horečnatému hornblendu s obsahom Ti v štruktúrnom vzorci okolo 0,1. V zložení plagioklasov je obsah anortitovej zložky okolo 33 % (An_{33}), horečnatosť biotitov je približne $Mg\#$ 0,66 a granát má takýto pomer zloženia jednotlivých molekúl: prp 31 – 35 %, alm 53 – 56 %, sps 2 – 3 % a grs 9 – 13 %.

Výskyt vyššie metamorfovaných metabazitov v oblasti Mládzo sa v práci Hovorku a Méresa (1996) spomína len okrajovo. Podľa poslednej nepublikovanej geologickej mapy 1 : 50 000 (Hraško et al., 2005) majú podstatne väčšie rozšírenie, a to na ploche niekoľko km^2 . Na publikovanej regionálnej geologickej mape 1 : 50 000 (Vass et al., 1992) sú kartograficky vymedzené ako metapiesskovce slatvinského súvrstvia.

Geochemickú charakteristiku aj z telesa medzi Cinobaňou a Mládzovom uvádza Demko (in Hraško et al., 2005). Podľa neho horniny tohto telesa (gabroidy, amfibolity z LAC komplexu) chemickým zložením dominantne zodpovedajú subalkalickým bazaltom až bazaltickým andezitom, pričom ojedinele niekoľko vzoriek leží v poli alkalických hornín (môže ísť o efekt alteračnej remobilizácie alkálií).

Felzitické horniny (leptinity), ktoré sú súčasťou leptinitovo-amfibolitového komplexu, zložením zodpovedajú subalkalickým dacitom až ryolitom.

Horniny kryštalínika v masíve kóty Sedem chotárov z väčšej časti zaradili Vozárová a Vozár in Vass et al. (1987) do mladopaleozoického slatvinského súvrstvia. Kryštalínium s prevažne amfibolitovým zložením v tejto pôvodnej správe uvádzajú z dvoch samostatných plôch – jv. od kóty 602,2 na ploche 300 – 400 x 700 – 900 m, ako aj výskyt na ploche 750 – 800 x 50 – 80 m na SV v oblasti kóty 450,1 (oblasť kóty Okružla).

Vozárová in Vass et al. (l. c.) udáva z týchto amfibolitov takéto modálne zloženie (v %): obsah primárneho plagioklasu (sčasti nahradeného druhotným klinozoisitom) 35 – 47 %, obsah amfibolu 49 – 62 %. Niektoré vzorky obsahovali do 7 mod. % titanitu.

Poznatky z výskumu kryštalinika masívu Sedem chotárov najnovšie stručne zhrnuli Hraško a Demko (2007). Interpretujú stavbu kryštalinika ako alpínsku, vystupujúcu v dvoch alpínsky odlišných blokoch – šupinách – s rozdielnymi typmi kryštalinického fundamentu a litologicky a pravdepodobne aj časovo rozdielnym typom mladopaleozoicko-triasového obalu.

Prehľad základných geologických zložiek stavby územia

Skúmané územie je súčasťou kohútkeho pásma (zóny) veporika. Na geologickej stavbe sa podieľajú:

- kryštalinikum – tvoria ho prevažne alpínsky deformované amfibolity, amfibolické ruly, migmatity, šlírovité granitoidy a ojedinelé žily pegmatitov;
- obal kryštalinika – tvoria ho:
 - vyššia časť revúckej skupiny (v zmysle Vozárovej a Vozára, 1982), zložená z bridličnatých metaarkóz, metapieskovcov a metazlepencov,
 - jednotka föderata, zložená z arkózových metapieskovcov, metakvarcitov, bridlic a karbonátov stredného triasu (tuhársky vývoj), ktorý vystupuje v komplexnejšom vývoji mimo severného okraja skúmaného územia;
- neovulkanity – predstavujú okraj spodnej stavby vulkanického centra Javoria (spodný až stredný bádén) a tvoria ich prevažne hrubé epiklastické vulkanické konglomeráty (Konečný et al., 1998).

Hlavné ciele práce a použité metodiky

Územie predstavuje pomerne málo odkrytý terén, posiahnutý značným stupňom zvetrávania. Hlavným cieľom práce bolo dešifrovať geologickú náplň a stavbu kryštalinika a jeho bezprostredného obalu.

Počas terénneho geologického mapovania sa realizoval štruktúrny výskum. Geologické mapovanie a odbery horninových vzoriek sa robili s presnosťou topografického podkladu 1 : 10 000. Vyhodnocovali sa petrografické výbrusy a mineralogické analýzy sa realizovali na pracovisku elektrónovej mikroanalýzy ŠGÚDŠ na analyzátoch CAMECA SX 100.

Litologická a petrografická charakteristika horninových typov v území

V priebehu terénneho geologického mapovania v spojení so štruktúrnym výskumom bolo možné vyčleniť dve samostatné tektonické šupiny. Tvorí ich navzájom odlišná geologická náplň kryštalinika a mladopaleozoicko-triasových obalových litologických členov. Tieto dve šupiny sme pracovne nazvali severná a južná tektonická šupina. Ich vzájomný styk sprostredkúva mohutná zóna diaforitov kryštalinika. V opise horninových súborov sa detailnej-

šie venujeme tým, ktoré majú oproti publikovanej geologickej mape Vassa et al. (1982) rozdielne kartografické vymedzenie a litologickú náplň.

Horninová asociácia severnej tektonickej šupiny

Sedimentárny obal kryštalinika (vrchný perm? – spodný trias)

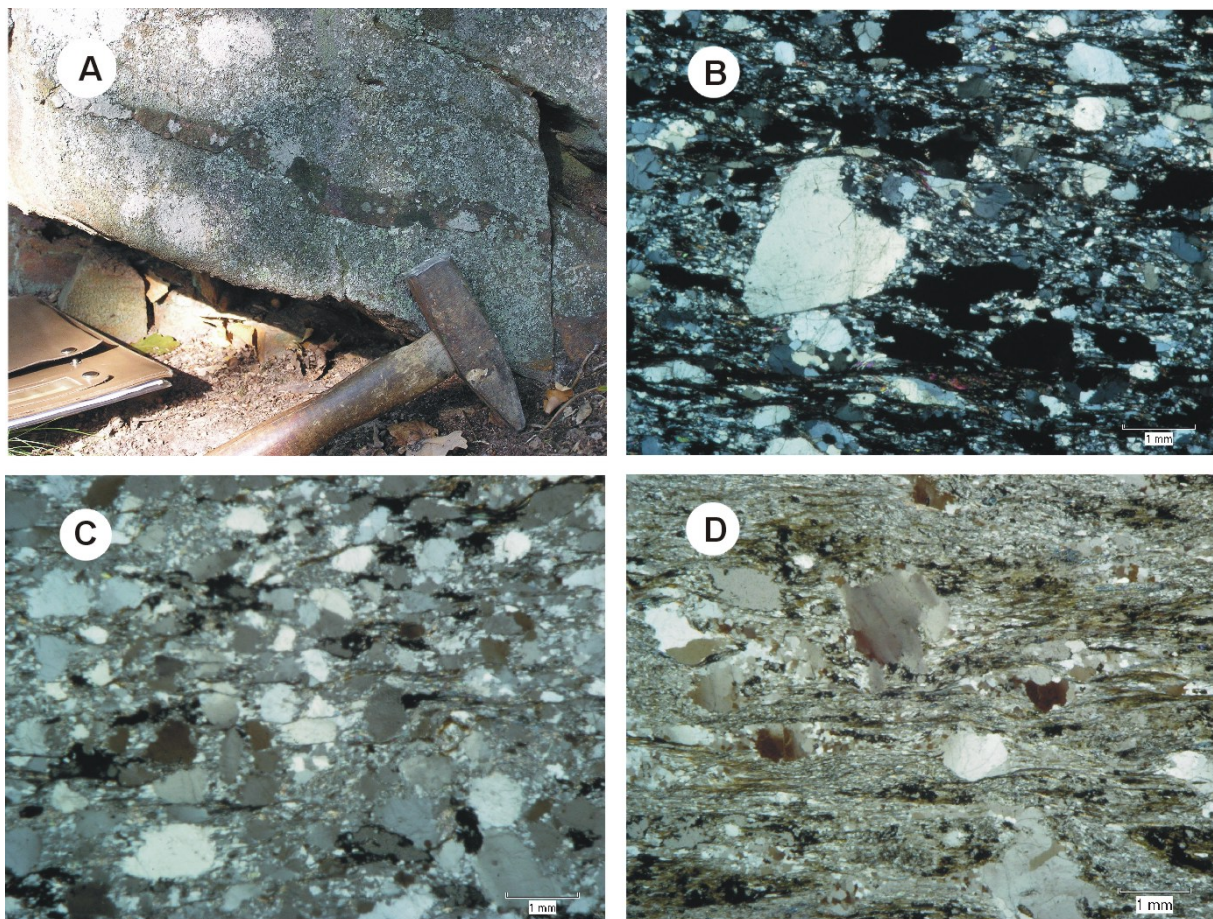
1. *Svetlé drobnozrnné kvarcity.* – Tvoria biele drobnozrnné litologické zložky bohaté na kremeň, typické pre metamorfované spodnotriasové kremenné pieskovce a subarkózy veporika tuhárskeho vývoja föderatskej jednotky. Oproti pôvodným geologickým mapám je ich kartografický priebeh čiastočne upravený.

2. *Kremité zelenkavé drobnozrnné arkóзовé metapieskovce.* – Tvoria niekoľko metrov až prvé desiatky metrov hrubú polohu v podloží svetlých drobnozrnných kvarcitov. Oproti podložným kremítym bielym cukrovitým arkóзовým metapieskovcom obsahujú vyšší podiel klastickej sľudy. Je pravdepodobné, že litologické zloženie pôvodného sedimentu bolo ovplyvnené prítomnosťou bazického vulkanického materiálu.

3. *Kremité biele cukrovité drobnozrnné arkóзовé metapieskovce s vysokým obsahom klastického kremeňa.* – Tento litologický typ buduje podložnú časť komplexu kvarcitov a zelenkavých arkóзовých metapieskovcov. Jeho bázu považujeme za sedimentárne nadložie reliktné zachovaného bloku alpínsky metamorfovaných migmatitov. Jeho vzťahy k diaforitom metabazitového komplexu sú tektonické. Pravá hrúbka súboru týchto zreých klastických sedimentov je do niekoľko prvých desiatok metrov. Makroskopicky majú horniny cukrovitý vzhľad, sú bez výraznej bridličnatosti, často s blokovitou odlučnosťou. Ojedinele je možné pozorovať prítomnosť sedimentárnych polôh čistých kvarcitov hrubých niekoľko cm (obr. 1A). Z hľadiska litologického zloženia a priestorovej spätosti s nadložnými metakvarcitmi považovanými za spodnotriasové majú pravdepodobne vrchnopermský vek, podobne, ako to uvádza Plašienka (1983).

V hornine dominujú slabo opracované klastické kremeň (do max. 1 – 3 mm), ktoré predstavujú viac ako 60 % modálneho objemu. Jemnozrnný matrix je zložený prevažne z kremeňa, živca (obr. 1B) a menej častej jemnošupinkovitej svetlej sľudy (ktorá je jednak klastického pôvodu, jednak predstavuje rekryštalizovanú, nepodstatnú ílovitú zložku metasedimentu). Vplyvom alpínskej metamorfózy sú okraje klastických zrn kremeňa rozpustené a klasty sa vyznačujú variabilným stupňom undulozity.

Základný stavebný komponent je kremeň primárne klastického pôvodu, ktorý tvorí až 80 obj. % horniny. Tento kremeň je kataklazovaný, rotovaný a pozorujeme pri ňom prejavy undulozity, ako aj pokročilejšie dynamickej rekryštalizácie. Medzi týmito kryštálmi kremeňa je drobný alotriomorfny kremeň, drobný živec a lupeňovitý, deformácie poprehýbaný muskovit. Frakcia kremeňa v intersticiálnej základnej hmote je pravdepodobne produktom rozpúšťania primárneho kremeňa v procese deformácie (obr. 1C). Muskovit je primárne klastickej povahy, ale je aj produktom rekryštalizácie ílovitého matrixu.



Obr. 1. A. Blokované arkóзовé kremité metapieskovce s polohou jemnozrnného metakvarcitu (dok. bod H7-53). B. Mikrofoto – arkóзовé metapieskovce; foliačné plochy sú zvýraznené tvorbou jemnošupinkovitej sľudy. Skrížené nikoly (dok. bod H7-27). C. Mikrofoto – silne kremité cukrovité arkóзовé metapieskovce. Kremene sú po okrajoch vplyvom alpskej metamorfózy čiastočne resorbované. Čiastočne skrížené nikoly (dok. bod H7-20). D. Chloriticko-sericitická metaarkóza s čiastočne rekryštalizovanými klastami kremeňa v jemnozrnnom matrixe. Čiastočne skrížené nikoly (vzorka H7-14).

Kryštalínium (staršie paleozoikum?)

Migmatity (prevažne stromatitické), alpský diafторitizované

Sú súčasťou tektonickej šupiny hrubej len niekoľko desiatok metrov (spodná časť severného tektonického bloku), na ktorej sedimentovali arkóзовé pieskovce v pravdepodobne priamom sedimentárnom vzťahu. Pomerne málo hrubá tektonická šupina je sklonená na S – SZ.

Horniny tvorí jemnozrnný agregát sericitu, chloritu, albitu, rekryštalizované vretenovité útvary kremeňa (ribbóny) (obr. 2) a rotované reliktu živcov (premenený plagioklas, menej K živec). Miestami je zachovaný primárny biotit. Migmatitové textúry, v ktorých prevláda kremeno-živcový matrix a pásy biotitu, sa zistili len na niekoľkých odkryvoch.

Horninová asociácia južnej tektonickej šupiny

Sedimentárny obal kryštalínika (spodný perm a spodný trias)

Sedimentárny obal kryštalínika je vyvinutý v dvoch časovo a litologicky odlišných súvrstviach, ktoré vystupujú



Obr. 2. Alpsky deformovaný a rekryštalizovaný migmatit s reliktmi plagioklasov zatlačených alpskou asociáciou Ab – Czo – Ms. Mikrofoto, // N (vzorka H7-18).

spoločne v značnej časti stykovej oblasti veporika a gemerika. V masíve Sedem chotárov bezprostredne na kryštalínickom podklade ležia nízko metamorfované sedimenty rimavského súvrstvia a v ich nadloží aj metakvarcitu fôderatskej jednotky. Ich vzájomné priestorové vzťahy, ako aj

vzťahy s podložným kryštalinikom sú modifikované alpinskou násunovou a prešmykovou tektonikou, ktorá sa zreteľnejšie prejavuje najmä v oblasti zsz. od kóty Viničný vrch (kóta 304) (obr. 9a) na S od Podrečian prešmykom kryštalinika na sedimentárny obal. Takýchto prešmykových zón môže byť na južných stranách masívu viacero, ale pre pomerne silné pokrytie kvartérnymi hlinami ich nie je možné dostatočne dešifrovať.

Metamorfované kremenné pieskovce, kremenné zlepenice, menej piesčité bridlice föderatskej skupiny (skýt)

Vystupujú vo východnej a jv. časti územia, ako aj v spodnej časti Tuhárskej doliny, kde sú tektonicky ohraničené zlomami. Vo všeobecnosti vystupujú v tektonickom podloží ochtinského súvrstvia dobsínskej skupiny. Sú to metamorfované zrelé siliciklastické, drobnozlepenčové a piesčité sedimenty. Zlepenice sú dobre štruktúrne vytriedené, pričom obliakový materiál je zložený v prevahe z mliečnobieleho kremeňa.

Bridličnaté metapieskovce, metaarkózy a metakonglomeráty (rimavské súvrstvie – spodný perm)

Bridličnaté metapieskovce až metaarkózy a metakonglomeráty v prevahe s obliakmi mliečnobieleho kremeňa sú analogické s tými, ktoré vystupujú v celom priebehu južného a východného okraja kohútkeho pásma veporika. Sú to striebristo-sivozelenkavé až striebristo-sivé bridličnaté horniny. Makroskopicky sú pozorovateľné klasty živcov a kremeňa s veľkosťou do 1 – 3 mm, prípadne obliaky kremeňa veľké až niekoľko centimetrov. Klasty sú rotované v granoblasticko-lepidoblastickom matrixe tvorenom usmernými kremenno-albitovo-muskovitovo-chloritovými agregátmi. Klasty kremeňa sú čiastočne rekryštalizované a undulózne (obr. 1D). Vzhľadom na silný stupeň zvetrania sú v mnohých vzorkách prítomné 1 – 2 mm veľké hrdzavé zhluky po mineráli s obsahom Fe (pravdepodobne chloritoid?). Vyšší podiel slúd naznačuje pelitickéjší charakter sedimentárneho protolitu metaarkóz, ako je to v prípade najspodnejších sedimentárnych členov v severnej tektonickej šupine. V bridličnatých metaarkózach pod veľkým uhlom na alpínsku lineáciu slúd kolmo na plochy foliácie sú často vyvinuté pukliny s kremenno-Fe-karbo-nátovou (ankeritovou?) mineralizáciou.

Rimavské súvrstvie podľa nálezu sporomorf zaraďujú Vozárová a Vozár (1982) k revúckej skupine a vekovo ho považujú za spodný perm. Južné svahy územia v priestoroch vystupovania tohto litotypu podľahli silnému kaolinickému zvetrávaniu až do hĺbky niekoľko metrov pod povrchom. Je to zreteľné v niekoľko metrov hlbokých výmoľoch na hrebeňových zväzniciach.

Kryštalinikum a granitoidy (staršie paleozoikum?)

Horniny kryštalinika južného tektonického bloku tvoria kartograficky podstatnú časť územia. Tvoria ich amfibolity, amfibolické ruly, biotitické pararuly, šlírovité granitoidy a ojedinelé pegmatity. Komplex predalpínsky metamorfovaných hornín podľahol v rôznom stupni alpínskym metamorfným procesom. Popri tom sa však pomerne dobre zachovali aj predalpínske metamorfné asociácie.

Pôvodný, hercýnsky metamorfovaný komplex označujeme ako amfibolitovo-trondhemitovo-granulitový komplex, skrátené ATG komplex.

Biotitické hybridné granodiority (spodný karbón)

Tvorja zvyčajne len menšie telesá asociujúce aj s biotitickými rulami. Sú prevažne nehomogénne, šlírovité, so šmuhami biotitu a s časťami polohami rulového materiálu. Plagioklas v hornine prevažujú nad kremeňom, K živec je len ojedinelý. Nepravidelný Pl je premenený na Czo + Phg + Ab. Kfs je veľký do 2 mm, nevýrazne porfýrický a zdvojitý, uzatvára drobné Pl. Prítomné sú aj drobnejšie jedince. Je sčasti albitizovaný. Qtz je rekryštalizovaný na dlažbový. Bt vytvára ojedinelé drobné tmavohnedé lupene. Ep je pestrý. Horniny majú prevažne zloženie granodioritu až trondhemitu (jednoduchá asociácia Pl + Qtz + Bt ± Kfs). Najväčšie teleso vystupuje na Z od Svištieho vrchu (450 m n. m.) a v jeho sz. časti je miestami značne mylonitizované. Vzhľadom na hercýnsku deformáciu a metamorfózu sú neskoro- až postkinematické. Na geologickej mape vyčleňujeme len väčšie telesá. Malé telieska, ktoré geneticky súvisia s ATG komplexom, nie sú na mape znázornené.

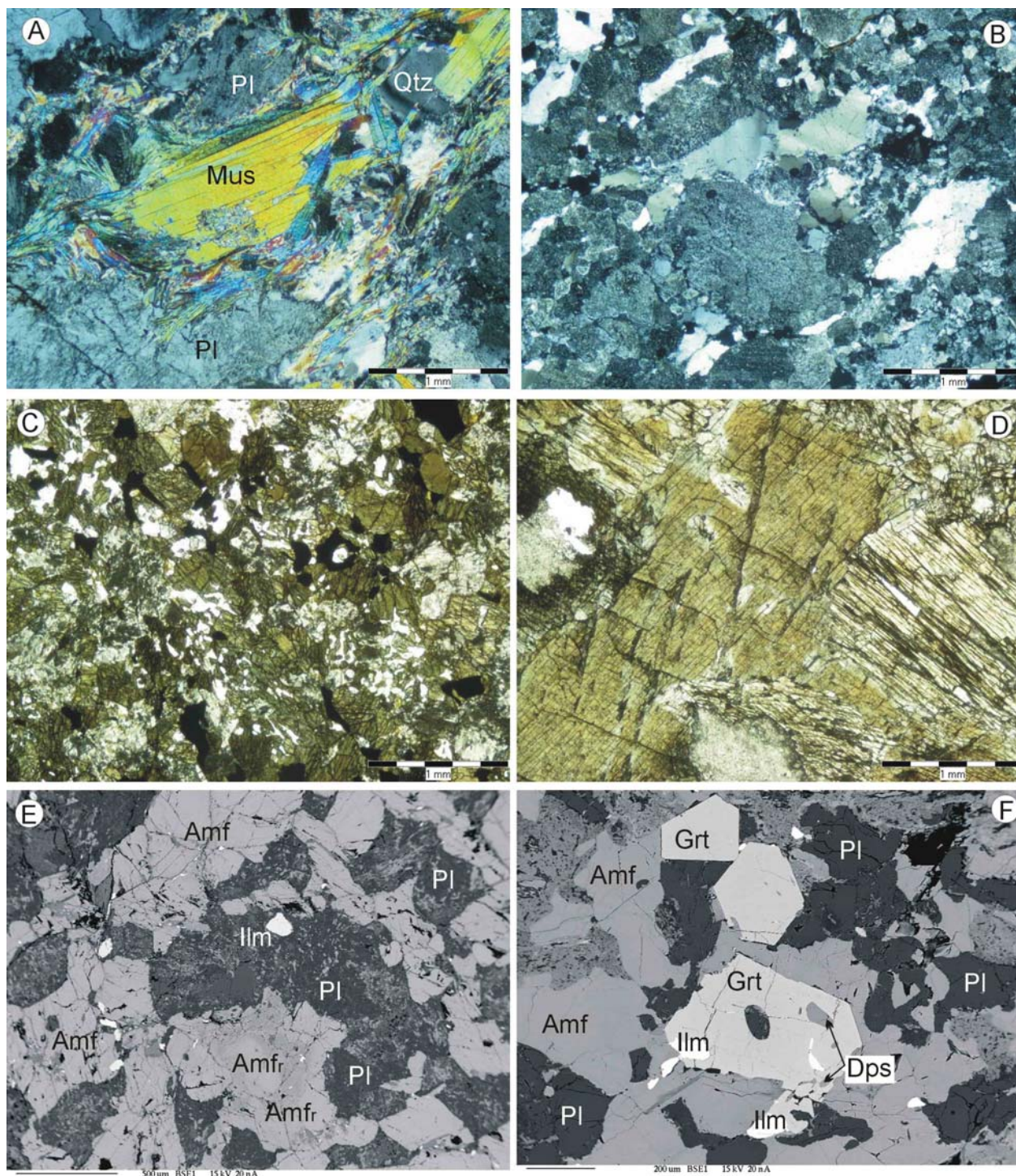
Biotitické a biotiticko-graniticko-(+/-)amfibolické pararuly

Vystupujú najmä v blízkosti granitoidných telies a len miestami asociujú s amfibolitmi. Tvoria ich plagioklas, kremeň, ± biotit, ± amfibol a ± granát. Miestami je makroskopicky pozorovateľná hercýnska postkinematická blastéza spojená s termálnym účinkom granitoidných telies na staršiu, regionálne metamorfovanú asociáciu. Tá sa prejavuje tvorbou priečných snopčekovitých útvarov najmä amfibolu a biotitu.

Komplex prevažne metabazitov amfibolitovo-trondhemitovo-granulitového komplexu (ATG komplexu)

Teleso amfibolitov v oblasti Sedem chotárov je zložené z vlastného amfibolitového telesa a diaforézou postihnutých amfibolitov, menej z rúl, ktoré sú produktom retrográdnej deformácie počas alpínskej metamorfózy. Tvoria podstatnú časť geologickej náplne južných a jv. svahov masívu Sedem chotárov. Podstatné zastúpenie v ňom majú horninové členy s dominantným zastúpením amfibolu.

Ide o komplex migmatizovaných amfibolitov, pre ktorý je charakteristické stratifikované striedanie amfibolitov s písmenkovými pegmatitmi (hrúbka do 0,5 m) a tenkými (do 10 cm) leptinitmi v konkordantnej konfigurácii. Oba typy acidných hornín majú trondhemitické zloženie. Migmatizované amfibolity sú produktom dehydratačného tavenia amfibolitov na rozhraní amfibolitovej a granulitovej fácie. Litologické zloženie migmatizovaného amfibolitového komplexu možno opísať striedaním melanosómu, neosómu a leukosómu, kde melanosóm fyzikálne predstavuje restit natevanej horniny (hornblendity) po extrakcii vytavenej acidnej zložky. Leukosóm predstavuje extrahovanú taveninu a neosóm zmes natevajúceho rezídua a neextrahovanej acidnej trondhemitovej taveniny. Vzájomný vzťah medzi melanosómom, neosómom a leukosómom je možné pozorovať od mikroskopickej škály po makroskopické striedanie konkordantných polôh amfibolitov a trondhemitov.



Obr. 3. Mikrofotografie vybraných hlavných litotypov amfibolitovo-trondhjemitovo-granulitového ATG komplexu z oblasti Sedem chotárov.

A. Písmenkový pegmatit s muskovitom. Vystupuje v podobe konkordantných žíl v ATG komplexe. Pozorovaná hrúbka je do 1 m. Jemne deformovaná vzorka DSCH-1. Fotografia v polarizovanom svetle.

B. Plagioklasovo-kremenný leukosóm s trondhjemitovým zložením. Vystupuje v podobe konkordantných žíl s hrúbkou do 20 cm v ATG komplexe. Vzorka DSCH-10. Fotografia v polarizovanom svetle.

C. Jemnozrnný amfibolit s plagioklasom, kremeňom a ilmenitom s granoblastickou štruktúrou. Intersticiálny plagioklas a kremeň predstavujú produkt kryštalizácie trondhjemitovej taveniny vzniknutej dehydratačným tavením amfibolitu. Ilmenit vystupuje ako restitová fáza inkongruentného tavenia. Vzorka DSCH-5. Fotografia v polarizovanom svetle.

D. Veľké porfýroblasty amfibolov v hornblendite. Vzorka DSCH-15. Fotografia v nepolarizovanom svetle.

E. Plagioklasový amfibolit s granoblastickou štruktúrou. Intersticiálne plagioklasy sú produktom kryštalizácie anatektickej neextrahovanej trondhjemitovej taveniny. Najčastejší litotyp v ATG komplexe. Vzorka DSCH-3. BSE snímka.

F. Granulit s granoblastickou štruktúrou predstavuje prográdny koncový člen dehydratačného tavenia amfibolitov. Granát, diopsid a ilmenit reprezentujú restitové fázy. Vzorka H7-4. BSE snímka.

Petrografická charakteristika ATG komplexu

Amfibolity makroskopicky reprezentuje niekoľko variet, ktoré sa v objeme migmatizovaného komplexu variabilne zastupujú. Patria sem:

- tmavé jemnozrnné afanitické amfibolity bez makroskopického plagioklasu (obr. 3C),
- masívne tmavé amfibolity/hornblendity (obr. 3D),
- amfibolicko-porfyroblastické amfibolity s intersticiálnym plagioklasom a ($\pm$)kremeňom (obr. 3E),
- usmernené, jemne páskované amfibolity (striedanie amfibolitovej vrstvy s kremenno-plagioklasovou vrstvou),
- amfibolity s porfyroblastami plagioklasu,
- Cpx-Ilm-Grt-Pl-Amf granulity (obr. 3F).

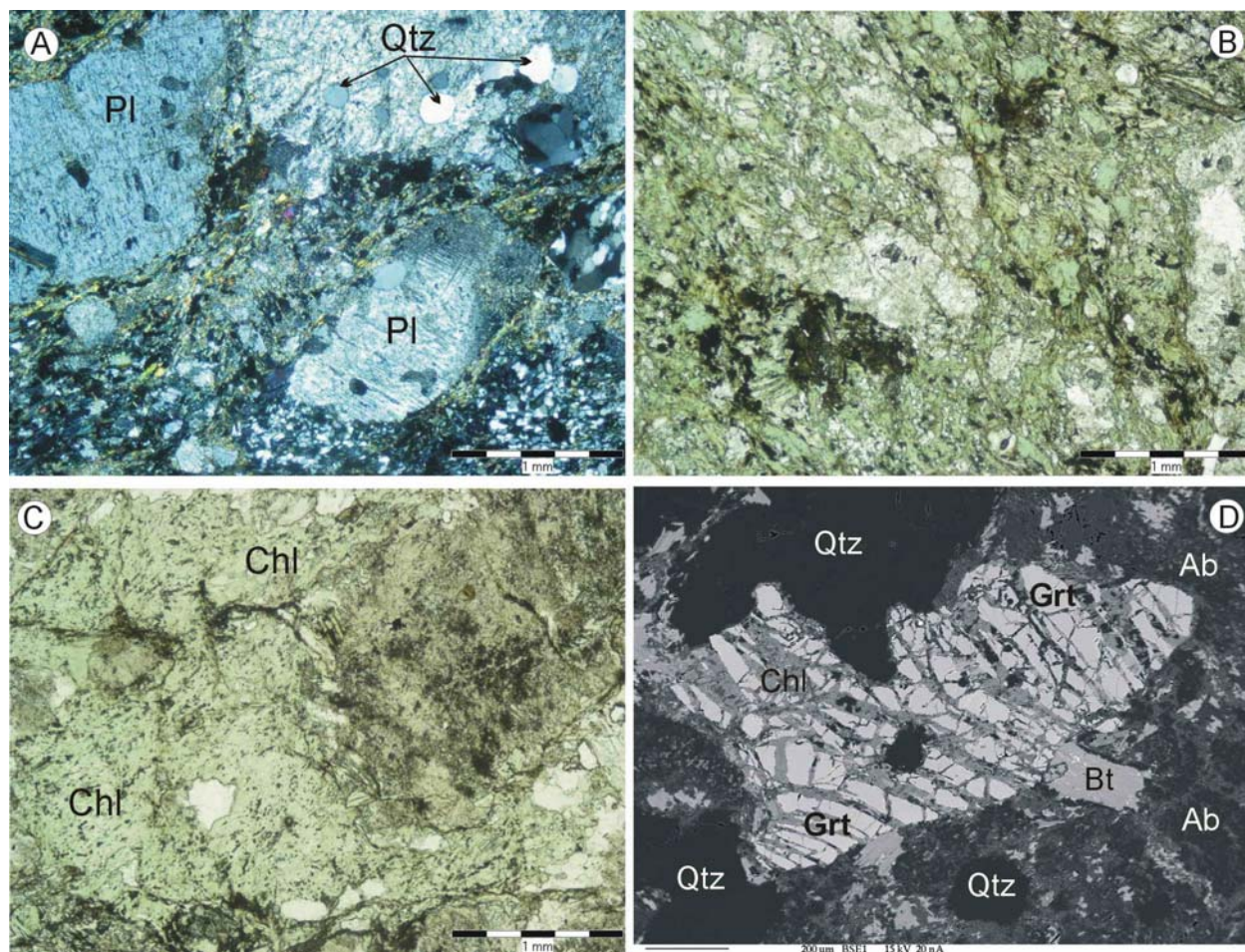
Leptinity (obr. 3B) reprezentujú konkordantné aplitové polohy (hrúbka do 10 cm) acidných trondhemitových hornín afanitického vzhľadu. Štruktúrne sú poikilitické, resp. porfýrické, s idio-/hypidiomorfým holokryštalickým matrixom. Minerálne zloženie tvorí kremeň, plagioklas a zriedkavo muskovit. Z akcesórií je prítomný zirkón. Apatit

chýba. V leptinitoch (afanitické trondhjemity) sú ojedinele prítomné drobné ($\pm$) izometrické útvary tvorené chloritom a zoisitom.

Pegmatity (obr. 3A) sú zastúpené hrubokryštalickými trondhemitmi, konkordantne umiestnenými v komplexe stratifikovaných migmatizovaných amfibolitov. Ich charakteristickou črtou, v porovnaní s leptinitmi, je ich väčšia hrúbka ($\sim 0,5$ m) a písmenková textúra. Okrem plagioklasu a kremeňa je prítomný muskovit, ktorý tvorí euhedrálné agregáty pseudohehexagonálneho habitu s veľkosťou do 2 cm. Rovnako ako pri leptinitoch tu ojedinele pozorujeme drobné izometrické útvary tvorené chloritom a epidotom.

Mineralogický a petrografický charakter amfibolitov, leptinitov a pegmatitov odzrkadľuje prográdne dehydratačné reakcie tavenia primárneho amfibolického protolitu v podmienkach prechodu medzi amfibolitovou a granulitovou faciou.

Minerálne zloženie a petrografická stavba amfibolitov je výsledkom dvoch cyklov metamorfných reakcií a mechanických procesov extrakcie taveniny účinkom striž-



Obr. 4. Mikrofotografie diaforetických amfibolitov a rúl z oblasti Sedem chotárov.

A. Diafortizovaný amfibolit s porfyroblastickým plagioklasom, ktorý uzaviera inklúzie alotriomorfného izometrického kremeňa. Vzorka DSCH-8. Fotografia v polarizovanom svetle.

B. Detail mylonitizovaného matrixu plagioklasového amfibolitu zo vzorky DSCH-8, ktorý tvorí asociácia chlorit + albit + epidot + leukoxén $\pm$ kremeň. Fotografia v polarizovanom svetle.

C. Diafortizovaný amfibolit zo vzorky DSCH-13 s dominantným prejavom chloritizácie pôvodného amfibolového matrixu. Fotografia v polarizovanom svetle.

D. Chloritizovaný porfyroblast granátu medzi hypidiomorfnými kremeňmi a albitom. Na kontakte s reliktným granátom vystupuje idiomorfný biotit, čiastočne sagenitizovaný. Diafortizovaná Grt-Amf rula s granodioritovým až trondhemitovým zložením. BSE snímka.

ných deformácií. Prvý stupeň dehydratačných reakcií možno charakterizovať všeobecnou rovnicou $Qtz + Pl + Amf(0) + H_2O = Pl(1) + Amf(1) + L_1(Tdh)$. Prebieha v podmienkach $\sim 775^\circ C$ s prítomnou fluidnou fázou (H_2O) (Hacker, 1990), pričom fluidná fáza je generovaná počiatočnou dehydratáciou amfibolov (otvorený systém; Hacker, 1990; Vielzeuf a Schmidt, 2001). Progradujúca metamorfóza následne prekrúči do ďalšieho cyklu dehydratačných reakcií, ktoré možno opísať všeobecnými rovnicami: 1. $Pl + Amf + Qtz = Di + Grt + H_2O$; 2. $Pl + Qtz + H_2O = trondhjemit (Tdh)$; 3. $Amf + Pl + Qtz = Di + Grt + Tdh$; 4. $Amf + Pl \pm Qtz = Grt + Di + Ttn + Pl + Tdh$ (leukosóm). Výsledné produkty reakcií sa dostávajú do interakcie s nezreagovanými reaktantmi, čím reakcie nadobúdajú cyklický charakter (Hartel a Pattison, 1996). Konečným produktom sú granulity a pegmatity (extrahovaný Tdh leukosóm).

Minerálne zloženie amfibolitov je pestré. Tvorí ho amfibol, plagioklas, kremeň, ilmenit, titanit, epidot, klinopyroxén, apatit a zirkón. Medzi amfibolitmi existujú variácie v minerálnom zložení. Prítomné sú amfibolity, ktorých zloženie je monotónne: $Amf + Pl \pm Qtz$, alebo amfibolity obsahujú Ilm, Ttn, Ep a/alebo Cpx. Štruktúry amfibolitov sú dominantne granoblastické, zriedkavo porfyroblastické. Základné štruktúrne prvky sú amfiboly a plagioklas. Ich vzájomný vzťah buduje základnú osnovu štruktúry amfibolitov a ostatné minerály ako kremeň, ilmenit, titanit, epidot a klinopyroxén ich dopĺňajú. Amfiboly tvoria samostatné jedince medzi plagioklasmi a kremeňom alebo akumulácie, ktoré sú izometrické alebo pretiahnutého šlirovitého tvaru. Tieto akumulácie je možné chápať ako melanosóm po oddelení vytavenej zložky s trondhjemitovým zložením ($Pl + Qtz$). Samostatné kryštály vystupujúce v kremenno-plagioklasovej hmote („mikroleukosóm“) reprezentujú kryštalizáciu nového amfibolu, ktorý je v rovnováhe s Tdh taveninou. Medzi amfibolmi je možné pozorovať intersticiálne ilmenity, miestami s lemami titanitu, a tenké intersticiálne klinopyroxény. Titanit rovnako ako epidot vystupuje aj samostatne v podobe väčších porfyroblastov.

Horniny nesú znaky naloženej alpinskej diaforézy, ktorá sa prejavuje alteráciou pargasitového amfibolu aktinolitom alebo chloritom a vznikom sericitu a zoisitu po plagioklasoch alebo kataklázou pôvodných predalpínskych minerálnych asociácií (obr. 4A – D).

Chemické zloženie horninotvorných minerálov ATG komplexu

Amfibolitovo-trondhjemitovo-granulitový komplex (ATG) obsahuje metamorfné paragenézy minerálov, ktoré sú typické pre daný stupeň metamorfózy (začiatok granulitovej fácie). V polohách naloženého tektonického prepracovania (alpínska metamorfóza) sa k pôvodnej minerálnej paragenéze pripájajú naložené minerály, ktoré sú výsledkom izochemických, ale najmä alochemických retrográdnych reakcií.

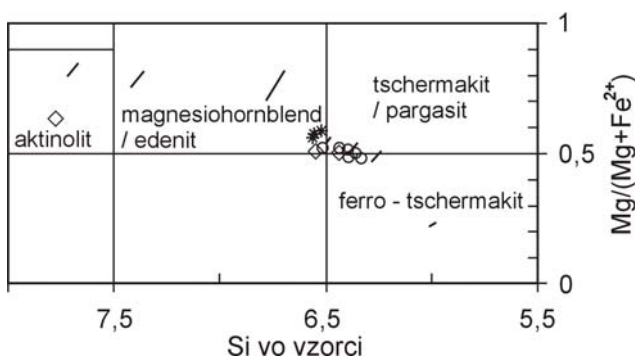
Do súboru primárnych horninotvorných minerálov ATG komplexu patria amfiboly, živce, apatity, ilmenit, titanit, kremeň, epidot(?), sľudy, pyroxény a granáty. K naloženým retrográdnym a alteračným minerálom patrí chlorit, epidot, albit, sericit, amfibol a kremeň.

Konkrétne morfológické, priestorové a paragenetické vzťahy jednotlivých horninotvorných minerálov sú opísané v petrografickej časti.

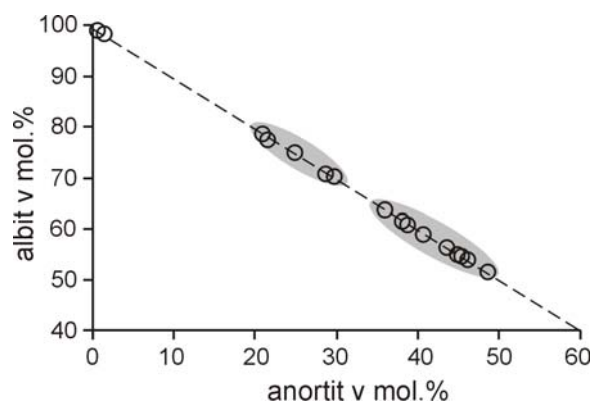
Amfiboly

Vybrané reprezentatívne EMP analýzy amfibolov sú uvedené v tab. 1.

Amfiboly podľa klasifikácie IMA (Leake et al., 1997) patria do skupiny Ca amfibolov. Hlavná časť amfibolov zodpovedá edenitu a pargasitu až ferotschermakitu, resp. podľa dopočítaného Fe^{3+} (maximálne/minimálne Fe^{3+}) sa ich zloženie pohybuje medzi edenitom a magneziohornblendom, pargasitom a tschermakitom až ferotschermakitom (obr. 5). Amfiboly s tschermakitovým (Amf_t) a pargasitovým (Amf_p) zložením sú amfiboly vykryštalizované z taveniny generovanej dehydratačným tavením primárneho amfibolitu. Pôvodné amfiboly (Amf_0) zodpovedajúce magneziohornblendu sa tavili za vzniku restitového (inkongruentného) amfibolu s tschermakitovým zložením (Amf_r) a nového amfibolu (Amf_i).



Obr. 5. Klasifikačný diagram Ca-amfibolov podľa Leakea et al. (1997). Pre aktinolit, magneshornblend, tschermakit a ferotschermakit platí: $Ca_B \geq 1,5$; $(Na + K)_A < 0,5$. Pre edenit a pargasit platí: $Ca_B \geq 1,5$; $(Na + K)_A \geq 0,5$; $Ti < 0,5$. Vynesené úsečky reprezentujú krajné zloženie daného amfibolu na základe maximálneho a minimálneho Fe^{3+} podľa prepočtu uvedeného v práci Leake et al. (1997).



Obr. 6. Chemické zloženie plagioklasov v systéme albit – anortit (mol. %). Plagioklas sú zastúpené albitmi (naložená diaforéza) a plagioklasmi bimodálnej distribúcie obsahu An. Skupina plagioklasov s obsahom An 21,4 – 29,7 mol. % je prítomná v trondhjemitovom pegmatite vzorky DSCH-6 a diaforitizovanej rule s chloritizovaným granátom DSCH-14. Plagioklas s obsahom An molekuly medzi 35,9 – 48,9 sú prítomné v amfibolitoch a granulitoch.

Tab. 1. Vybrané reprezentatívne EMP analýzy amfibolov (výber). Fe^{3+} je vypočítané pomocou nábojovej bilancie. Vzorce sú počítané na 23 kyslíkov.

Vzorka	DSCH-3				DSCH-15				H7-4	
No	An. 3	An. 4	An. 7	An. 8	An. 5	An. 6	An. 7	An. 8	An. 1	An. 2
SiO ₂	44,38	52,37	44,07	43,81	42,97	44,02	42,69	42,86	42,65	43,93
TiO ₂	2,50	0,10	2,26	2,46	2,29	1,36	2,73	2,42	3,27	2,86
Al ₂ O ₃	11,28	4,88	11,50	11,42	12,55	12,44	12,69	12,52	12,13	11,08
Cr ₂ O ₃	0,03	0,07	0,03	0,05	0,08	0,06	0,05	0,07	0,04	0,10
Fe ₂ O ₃	0,34	1,97	0,76							0,98
FeO	14,74	11,16	13,59	14,07	16,13	16,09	15,90	16,21	16,62	14,73
MnO	0,22	0,36	0,25	0,22	0,27	0,26	0,23	0,28	0,12	0,08
MgO	10,51	14,41	11,04	10,81	9,12	9,28	9,08	9,17	8,79	10,56
NiO	0,09	0,00	0,01	0,00	0,06	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01
CaO	11,82	12,29	11,72	11,68	12,06	12,15	12,00	12,02	11,52	11,51
Na ₂ O	1,45	0,55	1,65	1,61	1,23	1,44	1,44	1,51	1,35	1,54
K ₂ O	0,99	0,15	1,04	1,05	1,04	0,89	1,25	1,20	1,76	1,44
F	1,05			0,84	0,10					
Cl	0,02	0,09	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,06	0,04
H ₂ O	1,53	2,07	2,02	1,61	1,95	2,01	2,00	2,00	1,99	2,02
Spolu	100,93	100,45	99,95	99,65	99,86	100,02	100,06	100,28	100,27	100,9
Si	6,550	7,494	6,513	6,527	6,425	6,547	6,373	6,396	6,388	6,483
Al (IV)	1,450	0,506	1,487	1,473	1,575	1,453	1,627	1,604	1,612	1,517
Al (VI)	0,513	0,316	0,515	0,532	0,637	0,727	0,606	0,596	0,529	0,411
Ti	0,278	0,011	0,251	0,276	0,258	0,153	0,307	0,272	0,368	0,317
Cr	0,004	0,008	0,003	0,006	0,009	0,007	0,006	0,008	0,004	0,012
Fe ³⁺	0,037	0,212	0,085							0,109
Fe ²⁺	1,819	1,336	1,679	1,752	2,017	2,001	1,985	2,022	2,081	1,817
Mn	0,027	0,043	0,032	0,027	0,034	0,033	0,029	0,036	0,015	0,010
Mg	2,312	3,074	2,433	2,400	2,033	2,057	2,020	2,040	1,963	2,322
Ni	0,011	0,000	0,001	0,000	0,007	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001
Ca	1,869	1,884	1,856	1,865	1,932	1,936	1,920	1,921	1,848	1,820
Na	0,415	0,152	0,473	0,464	0,358	0,415	0,416	0,436	0,391	0,440
K	0,187	0,027	0,196	0,200	0,199	0,169	0,239	0,228	0,336	0,272
F	0,492	0,000	0,000	0,393	0,047	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl	0,004	0,021	0,004	0,003	0,003	0,004	0,003	0,005	0,015	0,009
OH	1,504	1,979	1,996	1,603	1,950	1,996	1,997	1,995	1,985	1,991
Spolu	17,471	17,064	17,525	17,524	17,484	17,500	17,527	17,560	17,535	17,53

DSCH-3: An. 3 = magneziohornblend; An. 4 = aktinolit; An. 7 = edenit; An. 8 = edenit. DSCH-15: An. 5 = tschermakit; An. 6 = edenit; An. 7 = pargasit; An. 8 = pargasit. H7-4: An. 1 = pargasit; An. 2 = pargasit.

Aktinolity vystupujú samostatne v kremenno-albitovo-chloritických rulách, ktoré sú produktom alpinskej diaforézy, alebo asociujú s primárnymi metamorfnými amfibolmi v amfibolitoch alebo granulitoch, kde sú výsledkom slabšieho retrográdneho prepracovania.

Živce

Dominantnými zástupcami živcov v horninových čle-
noch ATG komplexu sú plagioklasy, ktoré vystupujú vo
všetkých horninových typoch. Draselné živce sú prítomné
v trondhemitových pegmatitoch, ale netvoria samostatné
kryštály. Vystupujú len ako antipertitové exolúcie, ale nie
je vylúčený ani vplyv K-metasomatózy viazanej na štá-
dium diaforézy. Hostiteľským minerálom ortoklasu je
pravidelne albit. Všetky albity, ktoré sú prítomné v amfi-
bolitoch, trondhemitoch alebo granulitoch, sú produktom
diaforézy. Okrem albitu je pre plagioklasy charakteristická
bimodálna distribúcia obsahu anortitovej molekuly (obr. 6).

Zatiaľ čo albit ako produkt naloženej diaforézy sa
nachádza vo všetkých typoch hornín, bimodálne zloženie
plagioklasu sa úzko viaže na konkrétny petrografický
typ horniny. Plagioklasy s obsahom anortitu 21,4 – 29,7
mol. % sú prítomné v Tdh pegmatite a acidnej diaforetic-
kej rule s chloritizovaným granátom. Bázické horninové
členy ATG komplexu (amfibolity a granulity) obsahujú
plagioklasy s vyššou bazicitou, konkrétne 35,9 – 48,9 anor-
titu (mol. %). Obsah anortitu v plagioklasoch je výsledkom
prográdnych metamorfných procesov spojených s dehydra-
tačným tavením amfibolitov. Plagioklasy s An 21,4 až 29,7
sú produktom kryštalizácie extrahovanej Tdh taveniny.
Plagioklasy s An 35,9 – 48,9 sú produktom kryštalizácie
neextrahovanej taveniny, ktorá kryštalizovala in situ
v intersticiálnych priestoroch materského amfibolitového
protolitu. Nárast obsahu anortitovej molekuly v plagiokla-
soch nie je priamo výsledkom prográdujúcej metamorfózy,
ale redistribúcie Ca medzi produkty dehydratačných reak-
cií amfibolitu (Hacker, 1990).

Tab. 2. Vybrané reprezentatívne EMP analýzy živcov. Horniny: DSCH-6 Tdh pegmatit, DSCH-14 diaftoretická rula s chloritizovaným granátom, DSCH-10 leptinit, DSCH-3 amfibolit, H7-4 granulit. Analýzy sú prepočítané na 5 katiónov. V spodnej časti je vyjadrené zloženie živcov v trojzložkovom systéme anortit – albit – ortoklas (v mol. %).

Vzorka	DSCH-6	DSCH-6	DSCH-14	DSCH-10	DSCH-3	H7-4	H7-4	DSCH-3
No	An. 3	An. 2	An. 13	An. 1	An. 6	An. 7	An. 9	An. 1
Min.	Pl	Kfs	Pl	albit	Pl	Pl	Pl	Pl
SiO ₂	63,74	64,1149	60,82	69,00	60,21	56,809	56,85	59,27
Al ₂ O ₃	23,62	18,9819	25,06	19,81	26,01	27,334	28,29	26,54
FeO	0,07		0,03		0,06	0,282	0,24	0,20
CaO	4,55	0,0452	6,17	0,33	7,54	9,662	10,18	8,19
Na ₂ O	9,16	0,7314	8,00	11,45	7,38	6,189	5,86	7,06
K ₂ O	0,13	15,1702	0,09	0,08	0,10	0,054	0,05	0,09
BaO		1,247						
Spolu	101,28	100,29	100,17	100,68	101,31	100,33	101,47	101,35
Si	2,785	2,974	2,700	2,999	2,654	2,543	2,522	2,615
Al	1,216	1,038	1,311	1,015	1,351	1,442	1,479	1,380
Fe	0,003	0,000	0,001	0,000	0,002	0,011	0,009	0,007
Ca	0,213	0,002	0,294	0,015	0,356	0,464	0,484	0,387
Na	0,776	0,066	0,689	0,965	0,631	0,537	0,504	0,604
K	0,007	0,898	0,005	0,005	0,005	0,003	0,003	0,005
Ba		0,023						
Spolu	5	5	5	5	5	5	5	5
An	21,40	0,23	29,72	1,56	35,88	46,17	48,85	38,86
Ab	77,90	6,81	69,75	97,98	63,57	53,52	50,88	60,64
Or	0,70	92,96	0,53	0,46	0,55	0,31	0,27	0,50

Sľudy

V študovanom ATG komplexe vystupujú sľudy v podobe niekoľkých typov. V asociácii s granátom vystupujú v granulite a v diaftoretickej rule alebo vo forme euhedrál-nych kryštálov muskovitu v trondhjemitových písmenkových pegmatitoch, kde tvoria pseudohexagonálne stĺpce veľké až do ~ 4 cm. V amfibolitoch a granulitoch majú biotity idiomorfný habitus, a to aj napriek prítomným znakom diaftorézy. #Mg¹ biotitu diaftoretickej acidnej ruly s celohorninovým obsahom SiO₂ 66,8 hm. %² sa pohybuje v rozsahu 39,2 – 43,5³. Biotit v granulite má hodnotu #Mg 49,7 a vystupuje v tesnom kontakte s granátom. Muskovity v pegmatitoch odzrkadľujú účinok dynamickej deformácie, ktorý sa prejavuje prehýbaním lupeňov primárneho muskovitu, kataklázou a deformačnou rekryštalizáciou. Chemické analýzy sľúd sú uvedené v tab. 3.

Pyroxény

Pyroxény dominantne zastupuje klinopyroxén, ktorý je produktom inkongruentných dehydratačných reakcií amfibolitu. Vystupuje v intersticiálnych priestoroch medzi amfibolmi v podobe tenkého filmu alebo ako drobné kryštály v tesnom kontakte s granátom v granulite. Pozorujeme aj inklúzie klinopyroxénu v idiomorfnom granáte. Pyroxény

podľa klasifikácie Morimota et al. (1989) zodpovedajú diopsidom, resp. diopsidu/augitu (tab. 4).

Granáty

Granáty sú v ATG komplexe prítomné ako horninotvor- ný minerál v granulitoch alebo vystupujú v diaftoretických rulách. V granulitoch majú idiomorfný habitus a miestami uzatvárajú inklúzie ilmenitu, diopsidu alebo amfibolu. Všetky pozorované inklúzie sú alotriomorfné. V diafto- retických rulách sú granáty alotriomorfné, rozpadnuté na kulisovitý agregát a chloritizované. Zloženie granátov granulitu a diaftoretickej ruly je kontrastné. Idiomorfné granáty mafického granulitu majú obsah pyropového kom- ponentu nižší (py = 13,6 – 15,7 mol. %), na rozdiel od acidnej diaftoretickej ruly, ktorej obsah pyropu v granáte sa pohybuje medzi 23,2 – 23,4 mol. %. Chemická zonál- nosť granulitových granátov je prakticky kryptická, t. j. nedá sa zodpovedne vyjadriť o zmene zloženia v zmysle jadro – okraj, pretože prítomné inklúzie (Cpx, Ilm, Amf) v granáte tento signál prekrývajú.

Chlority

Sú produktom retrográdnej metamorfózy, resp. diafto- rézy, a vznikajú z bazického protolitu, najmä z amfibolov. V asociácii s chloritmi vystupuje epidot, albit a kremeň.

Titanit

Titanit vystupuje vo forme hypidiomorfných porfyro- blastov v niektorých amfibolitoch. Je produktom reakcií dehydratačného tavenia primárneho amfibolitového proto- litu.

¹ # Mg = 100 x Mg/(Mg + Fe²⁺)

² SiO₂ analýzy normalizovanej na 100 % bezvodú bázu

³ Granátovo-biotitová termometria udáva teplotu 620 – 750 °C v prípade vzorky diaftoretickej ruly pri tlaku viac ako 5 kbar. Keďže časti granátu sú chloritizované, nie je vyjasnené zloženie primárneho granátu, ktorý bol v rovnováhe s biotitom, a navyše, výsledná teplota je veľmi závislá od použitých kalibrácií.

Tab. 3. EMP analýzy slúd. Vzorce sú prepočítané na 22 kyslíkov. Vzorka DSCH-14 predstavuje diaforetickú rulu, DSCH-1 pegmatit a H7-4 granulit.

Vzorka	DSCH-14	DSCH-14	DSCH-14	H7-4	DSCH-1
No	Biotit	Biotit	Biotit	Biotit	Muskovit
SiO ₂	36,10	35,63	36,79	37,83	46,97
TiO ₂	1,17	1,36	2,52	1,79	0,07
Al ₂ O ₃	17,52	18,13	17,26	16,75	36,10
Cr ₂ O ₃	0,03	0,04	0,10	0,02	0,00
FeO	22,91	22,21	19,81	18,84	1,53
MnO	0,24	0,27	0,22	0,11	0,05
MgO	8,43	8,04	8,54	10,44	0,35
CaO	0,07	0,05	0,08	0,13	0,02
Na ₂ O	0,04	0,05	0,08	0,01	0,42
K ₂ O	9,20	9,45	9,24	8,67	10,16
H ₂ O	3,74	3,75	3,95	3,98	4,53
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,61	0,56	0,06	0,11	0,00
Spolu	99,92	99,42	98,64	98,64	100,18
Si	5,559	5,507	5,638	5,737	6,203
Al (IV)	2,441	2,493	2,362	2,263	1,797
Al (VI)	0,738	0,811	0,757	0,730	3,821
Ti	0,135	0,159	0,290	0,204	0,007
Cr	0,004	0,005	0,012	0,002	
Fe ²⁺	2,950	2,871	2,539	2,390	0,169
Mn	0,031	0,035	0,029	0,014	0,005
Mg	1,934	1,852	1,952	2,360	0,068
Ca	0,012	0,008	0,013	0,021	0,002
Na	0,012	0,016	0,022	0,004	0,107
K	1,806	1,864	1,807	1,677	1,712
O	20,000	20,000	20,000	20,000	20,000
OH	3,840	3,853	3,985	3,972	4,000
#Cl	0,160	0,147	0,015	0,028	

Ilmenit

Ilmenit je prítomný v amfibolitoch a granulitoch ako produkt dehydratačného tavenia primárneho amfibolického protolitu. Často vystupuje v intersticiálnych priestoroch medzi amfibolmi v podobe agregátov alotriomorfných kryštálov.

Apatit

Apatit sa vyskytuje v plagioklasových amfibolitoch, kde tvorí idiomorfne akcesorické kryštály.

Epidot

Epidot sa vyskytuje v písmenkových pegmatitoch, aplitoch, hornblenditoch a v niektorých amfibolitoch. Sčasti môže ísť o produkt saussuritizácie plagioklasov, ale v prípade pegmatitov, aplitov a hornblenditov aj o produkt alterácie bázičských minerálov, najmä amfibolov. V tomto ponímaní

je produktom naloženej retrográdnej diaforézy. Pri časti epidotov nie je vylúčené prepojenie ani na pokročilé štádium tavných dehydratačných reakcií, ale predpokladáme, že toto štádium anatexie v ATG komplexe Sedem chotárov sa neuskutočnilo. Dôvodom je zaznamenaný len nízky stupeň metamorfózy granulitovej fácie (termobarometria), ktorý podporuje aj nízky stupeň anatexie primárneho amfibolitu (amfibolity v ATG komplexe prevládajú, >> 90 %).

P-T podmienky metamorfózy amfibolitového (ATG) komplexu

Horninový súbor amfibolitového, resp. amfibolitovo-trondhjemitovo-granulitového komplexu (ATG) je tvorený striedaním amfibolitov, leptinitov, pegmatitov a granulitov v konkordantne stratifikovanom usporiadaní. Leptinity a pegmatity nesú známky alpínskeho retrográdneho prepracovania, ktoré sa prejavuje exolúciami K živca v albitoch, undulozitou a dynamickou rekryštalizáciou primárnych magmatických kremeňov a deformáciou primárneho muskovitu. Pre prítomnosť naložených alpínskych deformácií súčasné chemické zloženie minerálov a ich fázové vzťahy nereflektujú vždy pôvodné podmienky metamorfózy. Na druhej strane, prítomné amfibolity a granulity napriek pozorovateľnej naloženej alpínskej deformácii (vznik chloritu a aktinolitov po amfiboloch alebo vznik albitu a zoisitu po primárnych plagioklasoch) obsahujú časti s primárnymi minerálmi a štruktúrami amfibolitovo-granulitovej fácie. Minerálne zloženie amfibolitovej fácie je na rekonštrukciu P-T podmienok metamorfózy najvhodnejšie (Kohn a Spear, 1990).

Vzhľadom na mineralogickú variabilitu amfibolitov a granulitov je možné použitie kombinácie niekoľkých empirických termometrov a barometrov.

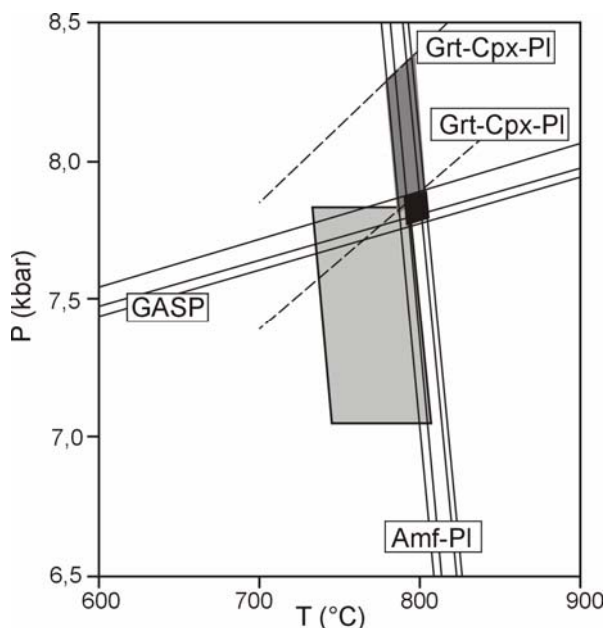
Pri horninách, ktorých sterilné zloženie tvorí amfibol a plagioklas, sa použil monominerálny barometer, ktorý je založený na obsahu Al v tetraedrickej pozícii amfibolu (Hammarstrom a Zen, 1986; Hollister et al., 1987; Schmidt, 1992; Anderson a Smith, 1995). Vzhľadom na špecifické podmienky kalibrácie Al-barometra amfibolov je akceptovaný maximálny a minimálny tlak z troch uvedených barometrov.

Asociácia amfibol – plagioklas je použitá ako hlavný termometer (Holland a Blundy, 1994) v prípade amfibolitov a granulitov.

Pri granulitoch sú ako barometre použité nezávisle dve minerálne asociácie: granát – amfibol – plagioklas (GASP, Kohn a Spear, 1990) a granát – diopsid – plagioklas (Powell a Holland, 1988).

Pretože všetky termometre sú závislé od tlaku a barometre od teploty, výsledné P-T podmienky metamorfózy sa vypočítali ako prienik modelových barometrov pri tlaku s pohyblivou teplotou a termometrov s pohyblivým modelovým tlakom. Výsledné polia reprezentujú optimálne P-T podmienky vzhľadom na použité minerálne asociácie (obr. 7).

Výsledné P-T podmienky metamorfózy amfibolitu DSCH-15 sú 733 – 806 °C pri tlaku 7 – 7,8 kbar. Granulit (obr. 3F) s minerálnou asociáciou granát – diopsid – amfibol – plagioklas – ilmenit poukázal na podmienky 778 až 803 °C pri tlaku 7,82 – 8,37 kbar pri kombinácii Grt-Cpx-Pl barometra (Powell a Holland, 1988) a Amf-Pl termo-



Obr. 7. Vypočítané P-T podmienky metamorfozy amfibolitu (DSCH-15) a granulitu (H7-4) z amfibolitovo-trondhjemitovo-granulitového komplexu na lokalite Sedem chotárov. P-T podmienky znázornené ako kosoštvorcové polia sú vypočítané na základe prieniku modelového Amf-Pl termometra, GASP a Grt-Cpx-Pl barometrov.

metra (Holland a Blundy, 1994) a 789 – 803 °C pri tlaku 7,8 – 7,9 kbar pri kombinácii Grt-Amf-Pl barometra (Kohn a Spear, 1990) a Amf-Pl termometra (Holland a Blundy, 1994). P-T podmienky amfibolitu a granulitu udávajú počiatočné podmienky granulitovej fácie metamorfozy.

Zatiaľ čo amfibolit DSCH-15 a granulit H7-4 vykazujú veľmi podobnú teplotu metamorfozy, 733 – 806 °C (amfibolit) a $\approx$ 789 – 803 °C (granulit), a tlakové podmienky granulitu zaznamenávajú vyšší tlak, 0 ~ 0,5 až 1 kbar. Vzhľadom na spoločné vystupovanie amfibolitu a granulitu v ATG komplexe Sedem chotárov je nutné očakávať homogénne pole teploty pri metamorfoze. Zvýšenie tlaku v prípade granulitov je možné dosiahnuť účinkom stresu pri strižnej deformácii, ktorý predstavuje prírastok tlaku k pôvodnému litostatickému tlaku (Hacker, 1990; Hartel a Pattison, 1996). Zistené teplotné podmienky metamorfozy sú v súlade s experimentálnymi údajmi z procesu dehydratačného tavenia amfibolitu (Hacker, 1990; Wyllie a Wolf, 1993; Hartel a Pattison, 1996; Vielzeuf a Schmidt, 2001; Bhowmik a Roy, 2003) reakciou $\text{Qtz} + \text{Pl} + \text{Amf}(0) + \text{H}_2\text{O} = \text{Pl}(1) + \text{Amf}(1) + \text{L}_1(\text{Tdh})$, ktorá prebieha v podmienkach $\sim$ 775 °C s prítomnou fluidnou fázou (H_2O) (Hacker, 1990). Prítomná fluidná fáza je generovaná počiatočnou dehydratáciou amfibolov (otvorený systém; Hacker, 1990; Vielzeuf a Schmidt, 2001). Lokálny prírastok tlaku účinkom strižnej deformácie podmienil lokálny priebeh ďalšieho cyklu dehydratačných reakcií, ktoré mali za následok priestorovo obmedzenú transformáciu amfibolitov na granulity: 1. $\text{Pl} + \text{Amf} + \text{Qtz} = \text{Di} + \text{Grt} + \text{H}_2\text{O}$; 2. $\text{Pl} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O} = \text{trondhjemit} (\text{Tdh})$; 3. $\text{Amf} + \text{Pl} + \text{Qtz} = \text{Di} + \text{Grt} + \text{Tdh}$; 4. $\text{Amf} + \text{Pl} \pm \text{Qtz} = \text{Grt} + \text{Di} + \text{Ttn} + \text{Pl} + \text{Tdh}$ (leukosóm). Výsledné produkty reakcií sa dostávajú do interakcie s nezreagovanými reaktantmi, čím reakcie nadobúdajú cyklický charakter (Hartel a Pattison, 1996).

Tab. 4. EMP analýzy klinopyroxénov (diopsid) zo vzorky granulitu (H7-4). Analýzy sú prepočítané na chemické zloženie v systéme Wo – wolastonit, Fs – ferosilit, En – enstatit (v jednotkách mol. %).

Vzorka	H7-4	H7-4
No	An. 6	An. 7
SiO ₂	52,68	53,41
Al ₂ O ₃	1,25	1,14
TiO ₂	0,22	0,23
FeO	11,29	11,65
Fe ₂ O ₃	1,05	0,00
MnO	0,27	0,22
MgO	12,36	12,73
NiO	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,03	0,00
CaO	21,90	22,17
Na ₂ O	0,33	0,16
K ₂ O	0,00	0,00
Spolu	101,37	101,70
Si	1,963	1,980
Al (IV)	0,037	0,020
Al (VI)	0,018	0,030
Fe ³⁺ (VI)	0,029	
Ti	0,006	0,006
Cr	0,001	
Mg	0,687	0,703
Ni		
Fe ²⁺	0,352	0,361
Mn	0,009	0,007
Ca	0,874	0,881
Na	0,024	0,012
K		
M1, M2	2	2
Wo	44,82	45,10
Fs	19,97	18,87
En	35,21	36,03

Produktom prvej dehydratačnej reakcie sú leptinity. Produktom druhého cyklu reakcií sú písmenkové pegmatity, ktoré chemicky vyžadujú prítomnosť granátu v rezíduu (granulity). P-T podmienky metamorfozy dosiahli len identifikované počiatočné podmienky granulitovej fácie. Zvyšovanie teploty a tlaku by viedlo k pokračovaniu dehydratačných reakcií, ktoré produkujú ortopyroxén (Hacker, 1990), a väčšiemu objemu konkordantných žíl trondhjemitov, ako sme pozorovali v ATG komplexe Sedem chotárov (pomer amfibolity/trondhjemity $\gg$ 0,9 (odhad na základe terénneho pozorovania).

Na druhej strane, vypočítané P-T podmienky metamorfozy sú čiastočne v konfrontácii s idiomorfným granátom, ktorý je horninotvorným minerálom prítomných granulitov. Vypočítané tlakové podmienky dosahujú maximálne 8,3 kbar, ale krivka stability granátu leží v P-T intervale 9 – 14 kbar pri 800 – 1 000 °C (Vielzeuf a Schmidt, 2001). Príčinou tejto nezrovnalosti môže byť nedokonalosť expe-

Tab. 5. Vybrané reprezentatívne EMP analýzy granátov. Analýzy kryštalochemických vzorcov sú prepočítané na 24 kyslíkov. Fe^{3+} je vypočítané pomocou nábojovej bilancie. Vzorka DSCH-14 predstavuje diaforetickú rulu, v ktorej granáty vystupujú ako chloritizované alotriomorfne porfýroblasty. Vzorka H7-4 predstavuje granulit, v ktorom granáty vystupujú ako idiomorfne jedince.

Vzorka	H7-4	H7-4	H7-4	H7-4	H7-4	H7-4	DSCH-14	DSCH-14
	An. 4	An. 5	An. 6	An. 12	An. 15	An. 21	An. 3	An. 4
SiO_2	37,7	37,86	37,8	36,76	38,07	38,41	38,32	38,65
TiO_2	0,05	0,05	0,03	0,19	0,06	0,06	0,04	0,02
Al_2O_3	21,62	21,6	21,73	21,40	21,23	21,47	21,66	21,81
Cr_2O_3	0,05	0,02			0,02	0,05	0,03	0,07
Fe_2O_3							0,04	
FeO	29,15	28,98	29,32	30,04	29,34	29,09	30,29	30,25
MnO	1,16	1,31	1,38	1,4	1,3	1,34	1,33	1,30
MgO	4,03	4,12	3,88	3,59	3,69	3,96	6,03	6,01
CaO	7,31	7,14	7,24	7,19	7,32	7,26	2,74	3,06
Spolu	101,078	101,07	101,371	100,568	101,028	101,626	100,4797	101,1897
Si	5,915	5,933	5,919	5,842	5,981	5,984	5,994	5,999
Al (IV)	0,085	0,067	0,081	0,158	0,019	0,016	0,006	0,001
Al (VI)	3,913	3,923	3,928	3,852	3,912	3,926	3,986	3,989
Ti	0,006	0,006	0,003	0,022	0,007	0,006	0,004	0,002
Cr	0,006	0,002			0,002	0,006	0,004	0,009
Fe^{3+}							0,005	
Fe^{2+}	3,825	3,798	3,840	3,993	3,855	3,790	3,962	3,927
Mn	0,154	0,174	0,182	0,188	0,172	0,177	0,176	0,171
Mg	0,943	0,963	0,905	0,851	0,865	0,920	1,405	1,390
Ca	1,230	1,199	1,215	1,224	1,232	1,212	0,459	0,510
Py	15,33	15,70	14,73	13,60	14,12	15,08	23,40	23,17
Alm	62,17	61,92	62,52	63,83	62,95	62,15	66,00	65,47
Sp	2,51	2,84	2,97	3,01	2,82	2,90	2,94	2,86
Gro	19,99	19,54	19,78	19,56	20,11	19,87	7,65	8,49

Tab. 6. EMP analýzy chloritov prepočítané na 10 katiónov podľa prepočtu Wiewióru a Weissa (1990).

Vzorka	DSCH-3	DSCH-14	DSCH-14
	An. 5	An. 9	An. 10
Min	chl	chl	chl
Pozn.	pri Amf	v granáte	v granáte
SiO_2	26,56	25,91	25,95
TiO_2	0,08	0,05	0,05
Al_2O_3	21,32	21,19	21,64
Cr_2O_3	0,03	0,06	0,01
Fe_2O_3	0,00	0,00	0,00
FeO	21,41	26,14	25,74
MnO	0,32	0,36	0,38
MgO	17,02	13,51	13,26
NiO	0,00	0,04	0,04
CaO	0,11	0,05	0,06
Na_2O	0,00	0,00	0,00
K_2O	0,00	0,00	0,00
F	0,00	0,85	0,00
Cl	0,06	0,03	0,06
OH^-	10,87	10,10	10,65
Spolu	97,78	98,27	97,85

H_2O	11,51	10,71	11,29
Si	2,783	2,776	2,784
Al (IV)	1,217	1,224	1,216
Al (VI)	1,415	1,451	1,520
Ti	0,007	0,004	0,004
Cr	0,003	0,005	0,001
Fe^{3+}			
Fe^{2+}	1,876	2,342	2,309
Mn	0,028	0,033	0,034
Mg	2,658	2,157	2,121
Ni	0,000	0,003	0,004
Ca	0,012	0,006	0,007
Na			
K			
F		0,279	
Cl	0,011	0,006	0,011
OH^-	7,989	7,715	7,989
Spolu R^{3+}	1,425	1,459	1,525
Spolu R^{2+}	4,575	4,541	4,475

rimentov, ktorých nedostatkom je pomalá kinetika reakcií (Hacker, 1990), alebo to môže byť charakter experimentálneho materiálu (zrntosť; Hacker, 1990; Wyllie a Wolf, 1993). Dôležitým aspektom je čiastočná ekvilibrácia pri pomalom retrográdnom ochladzovaní po dosiahnutí maximálnych podmienok metamorfózy (Hartel a Pattison, 1996; Pattison et al., 2003).

Tab. 7. EMP analýzy titanitu. Analýzy kryštalochemických vzorcov sú prepočítané na 3 katióny.

Vzorka	DSCH-16	DSCH-16	DSCH-15	DSCH-15
SiO ₂	29,97	30,41	29,90	30,01
TiO ₂	38,01	37,37	39,24	39,07
Al ₂ O ₃	1,59	2,03	0,96	1,14
Cr ₂ O ₃		0,06		0,05
MgO				
CaO	28,24	28,14	28,42	28,46
MnO	0,09	0,05	0,02	0,03
FeO	0,33	0,53	0,21	0,39
NiO			0,04	
Na ₂ O	0,02		0,00	0,00
K ₂ O	0,00		0,01	0,01
Spolu	98,25	98,59	98,80	99,17
Si	0,987	0,996	0,983	0,982
Ti	0,942	0,921	0,971	0,962
Al	0,062	0,078	0,037	0,044
Cr		0,001		0,001
Mg				
Ca	0,996	0,988	1,001	0,998
Mn	0,003	0,002	0,000	0,001
Fe	0,009	0,014	0,006	0,011
Ni			0,001	
Na	0,001		0,000	0,000
K	0,000		0,000	0,000
Spolu	3,000	3,000	3,000	3,000

Tab. 8. EMP analýzy ilmenitov.

Vzorka	DSCH-3	DSCH-14	H7-4	DSCH-15	H7-4
No	An. 9	An. 8	An. 10	An. 6	An. 13
Min.	Ilm	Ilm v Bt	Ilm	Ilm	Ilm
TiO ₂	52,03	48,12	52,68	51,28	54,50
Al ₂ O ₃					0,02
FeO	41,82	34,20	43,57	41,79	44,89
MnO	3,49	7,41	1,19	2,71	0,95
MgO	0,32	0,31	0,17	0,41	0,11
CaO	0,32	0,06	0,03	1,23	0,04
Na ₂ O					
K ₂ O					
Cr ₂ O ₃	0,03	0,00	0,04	0,05	
Spolu	98,00	90,09	97,67	97,46	100,51

Sumárne možno konštatovať, že ATG komplex na lokalite Sedem chotárov dosiahol predalpínske metamorfne podmienky s teplotou 733 – 806 °C pri tlaku 7 – 7,9 kbar, resp. až 8,37 kbar, čo zodpovedá podmienkam na prechode amfibolitovej až granulitovej fácie, resp. počiatočným podmienkam granulitovej fácie.

Tab. 9. EMP analýzy apatitov.

Vzorka	DSCH-16	DSCH-16	DSCH-15	DSCH-15
	An. 5	An. 6	An. 7	An. 8
SiO ₂	0,02	0,10	0,04	0,06
CaO	54,06	54,10	53,71	53,27
MnO	0,03	0,03	0,02	0,02
FeO	0,07	0,14	0,06	0,09
Cl	0,22	0,21	0,29	0,40
P ₂ O ₅	42,47	43,13	43,07	43,28
SrO	0,06	0,08		
F	2,72	2,26	2,30	3,89
Spolu	99,65	100,05	99,49	101,00

Tab. 10. EMP analýzy epidotov. Analýzy kryštalochemických vzorcov sú prepočítané pomocou programu Minfila (Afifi a Essene, 1988).

Vzorka	DSCH-16	DSCH-16	DSCH-15	DSCH-15
	An. 3	An. 4	An. 1	An. 2
SiO ₂	38,08	38,34	38,17	38,25
TiO ₂	0,04	0,06	0,02	0,04
Al ₂ O ₃	29,34	29,59	29,01	28,56
Fe ₂ O ₃	4,32	5,17	6,13	6,24
FeO	0,70	0,00	0,05	0,00
MnO	0,16	0,15	0,07	0,08
CaO	23,97	23,97	23,84	24,03
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00
H ₂ O	2,38	1,93	1,92	1,92
Spolu	98,99	99,19	99,20	99,11
Si	3,018	2,982	2,978	2,990
Al (IV)		0,018	0,022	0,010
Al (VI)	2,740	2,694	2,645	2,621
Fe ³⁺	0,258	0,302	0,360	0,367
Ti	0,002	0,003	0,001	0,002
Fe ²⁺	0,046	0,000	0,003	
Mn	0,011	0,010	0,005	0,005
Ca	2,035	1,997	1,993	2,012
Na				
O	12	12	12	12
OH	1,258	1,000	0,997	1,000

Štruktúro-tektonický vývoj územia

Ako vyplýva z kartografického obrazu rozmiestnenia horninových súborov a štruktúrnych znakov kryštalinika a mladopaleozoicko-triasového obalu a ich rozdielného vývoja v mladšom paleozoiku, základné črty geologickej stavby územia je možné interpretovať v zmysle samostatných alpínskych tektonických šúpín.

Tieto dve tektonické šupy – južná a severná – obsahujú odlišné komplexy kryštalinika (prevažne migmatity) v spodnej časti severnej tektonickej šupy a amfibolity (resp. ATG komplex) v podloží južnej tektonickej šupy, ako aj odlišné typy mladopaleozoicko-triasových obalov.

V jadre južnejšej tektonickej šupy sú zachované hercýnske prvky stavby spolu s predalpínskymi metamorfickými minerálnymi asociáciami, ktoré sú súčasťou amfibolitovo-trondhjemitovo-granulitového (ATG) komplexu.

Hercýnske metamorfické podmienky sa tu v ATG komplexe (južná tektonická šupa) podarilo stanoviť v prípade amfibolitov na $733 - 806\text{ }^{\circ}\text{C}$ pri $7 - 7,8\text{ kbar}$ a v prípade granulitu s minerálnou asociáciou granát – diopsid – amfibol – plagioklas – ilmenit na $778 - 803\text{ }^{\circ}\text{C}$ pri $7,8 - 8,4\text{ kbar}$. Vek metamorfózy nie je známy, je však nepochybne staršia až súčasná ako spodnokarbónska kolízna udalosť, ktorá generovala rozsiahlejšie masy granitoidných hornín.

Hercýnske metamorfické podmienky v migmatitoch severného tektonického bloku nebolo možné vzhľadom na silné alpínske prepracovanie stanoviť. Z migmatitov jz. časti veporika sú známe údaje Simana et al. (1996) o teplote metamorfózy migmatitov $680 - 730\text{ }^{\circ}\text{C}$ a tlaku $4 - 6\text{ kbar}$. Zodpovedá to amfibolitovej fácií metamorfózy a je pravdepodobne súveká s hercýnskou kolíznou udalosťou.

Vek chladnutia po hercýnskej metamorfóze je známy len z litologicky príbuzného „lovinobanského metabazitového telesa“. Král' et al. (1996) tu uvádzajú $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ TGA vek z amfibolu 327 ± 7 mil. rokov so spektrom s pomerne dobrým platô, 347 ± 4 mil. rokov. Vzhľadom na vek hlavnej granitizačnej spodnokarbónskej udalosti v južnom veporiku $354 - 363$ mil. rokov zaznamenaný na monazitoch metódou chemického datovania monazitov (Hraško, 2005) to indikuje pomerne rapídny postkolízny výzdvih kryštalinika, aký dokumentuje z migmatitov – ortorúl – na báze fatrika aj Kohút (2004).

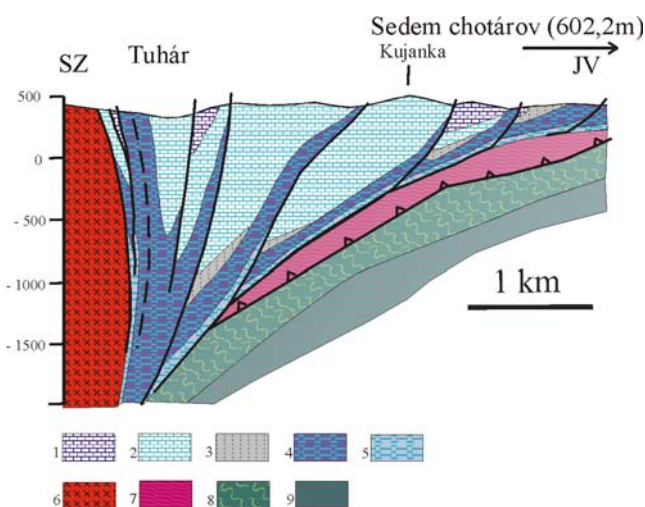
Hercýnske štruktúrne prvky sú zachované len ojedinele. Prejavujú sa ako planárne prvky zachované v migmatitoch, kde sa striedajú polohy bohatšie na kremenno-živcovú zložku s polohami bohatšími na biotit. V ATG komplexe sa prejavujú stratifikáciou svetlých a tmavých (bohatých na amfibol) polôh a lineáciou amfibolov. Ojedinele pozorované hercýnske planárne prvky sa skláňajú prevažne na SZ a SV pod uhlom $55 - 70^{\circ}$. Lineárne prvky definované predĺžením amfibolov sa skláňajú na S pod uhlom okolo 40° .

V masíve Sedem chotárov je miestami zreteľná protiklonnosť hercýnskych a alpínskych foliácií.

Územie tvorí južné krídlo alpínsky komprimovanej zóny, ktorá predstavuje širšiu oblasť tuhárskej synformy, resp. synformnej vejárovitej megaštruktúry. V centre ju tvorí príkrov ochtínskej jednotky ležiacej v nadložnej pozícii mladopaleozoicko-mezozoického (do stredného triasu) metamorfovaného obalu veporika. Severné a južné krídlo (oblasť kóty Sedem chotárov) tuhárskej synformy tvoria

jednotky kryštalinika veporika. Fusán (1962) a Gregor (1963) túto štruktúru nazvali tuhárska synklinála a Mahel' in Mahel' et al. (1967) ju pokladal za pokračovanie severogemerického synklinória. Títo autori zdôraznili asymetrickú formu synformy s južnou vergenciou vrás na jej južnom okraji a severnou vergenciou v severnom, tektonicky redukovanom krídle, pričom severné krídlo je utátené divínskym zlomom.

Alpínskymi tektonicko-štruktúrnymi pomermi tejto výraznej alpínskej štruktúry charakteru štruktúrneho vejára (obr. 8) sa zaoberal najmä Plašienka (1983). V štruktúre konštatoval dominantne prestupujúce štruktúrne prvky – foliácie s1 a lineácie L1, ktoré sú hlavnými prvkami prvého alpínskeho deformačného štádia (AD1) a majú charakter metamorfnej bridličnatosti. Lineácie L1 tvoria často steblovité štruktúry. Vznik štruktúr štádia AD1 sprevádzala metamorfóza vo fácií kremeň – albit – muskovit – chlorit.



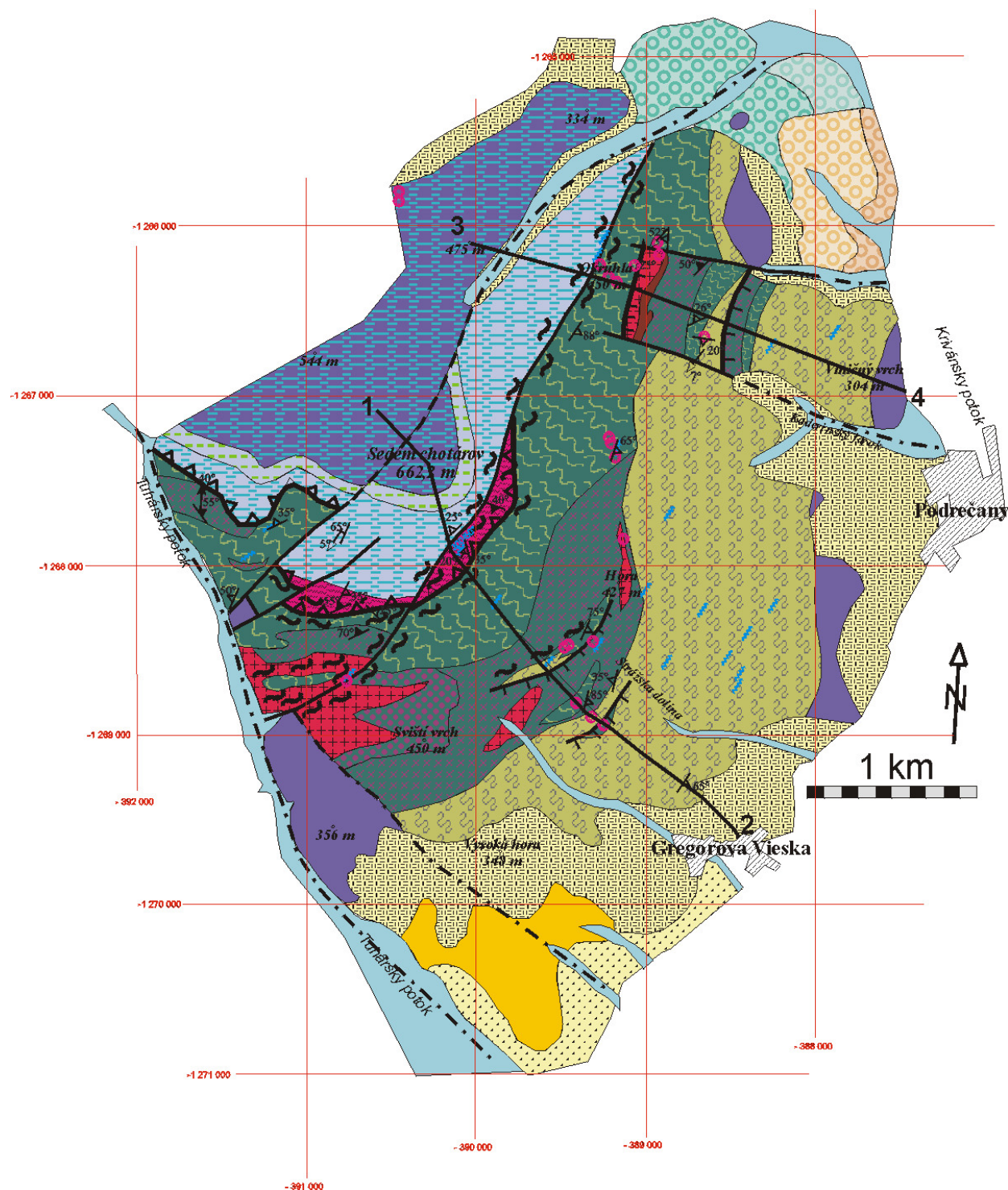
Obr. 8. Zjednodušený geologický profil územia tuhárskeho štruktúrneho vejára (prevzatý od Plašienku, 1983) s podrobnejším členením kryštalinického fundamentu v južnej časti.

Rozhranie migmatitov a komplexu metabazitov, resp. ATG komplexu tvorí alpínska prešmyková plocha 1. rádu s vývojom mohutnej zóny diaforitov.

Vysvetlivky: 1 – dolomity; 2 – vápence, nečlenené; 3 – piesčité bridlice; 4 – svetlé drobnozrné kvarcity; 5 – drobnozrné arkózovité metapiesskovce; 6 – porfýrické a masívne hybridné granitoidy; 7 – migmatity, alpínsky diaforitizované; 8 – diafority amfibolitov, menej pararúl a granitoidov (chloriticko-albitové bridlice); 9 – amfibolity, menej migmatity, pararuly a leptinity.

Podmienky alpínskej metamorfózy v oblasti výskytu tuhárskych metamorfovaných karbonátov boli v nedávnom čase definované na základe minerálnych párov kalcit – dolomit (Ružička a Vozárová, 2009) na $335 - 389\text{ }^{\circ}\text{C}$ s odhadom tlaku na základe fengitového barometra na $3,5\text{ kbar}$.

Pri geologickom mapovaní a štruktúrnym výskume bolo možné konštatovať súhlasnosť alpínskych deformačných štruktúr s tými, ktoré vystupujú bližšie k osi štruktúrneho vejára. K dominujúcim planárnym štruktúrnym prvkom patrí metamorfná bridličnatosť, orientovaná smerom sklonu na JV alebo SZ, pričom sklon je zvyčajne strmý (viac ako 60°). V tomto smere sú reorientované aj ojedinele zachované plochy primárnej vrstvomovitosti (S_0), pričom možno predpokladať, že alpínske vrásové osi majú smer SV – JZ, paralelný s lineáciou.



Obr. 9a. Geologická mapa masívu Sedem chotárov.

Alpínske lineárne prvky sú orientované generálne pod uhlami ($5 - 10^\circ$) na JZ (smer zhruba $210 - 220^\circ$). Je to odrazom pokročilejšieho transpresného režimu s generálne pôsobiacim tlakom z J – JV. Foliačné prvky tohto štádia, ako vyplýva z geologickej mapy, sú pomerne strmé, s vergenciou na SZ a JV (obr. 9a).

Predpokladáme, že v počiatočnom alpínskom štádiu sa uskutočnilo interné nasúvanie severnejšieho bloku kryštalinika (migmatity) a jeho obalu tvoreného kremitými arkózovými metapieskovcami (vrchný perm?), kvarcitmi a vo

vyššej časti metakarbonátmi stredného triasu tuhárskeho mezozoika na južnejší blok kryštalinika (v prevahe metabazity, menej leptinity, ruly, migmatity a granitoidy) a jeho obalu, ktorý je tvorený rimavským súvrstvom a kvarcitmi spodného triasu (vrchnokarbónske slatvinské súvrstvie, pokiaľ bolo primárnym sedimentárnym nadložím, je tektonicky odstránené). Zistené ojedinelé sporné prípady, ktoré bolo možné makroskopicke zaradiť do slatvinského súvrstvia, sa následne mikroskopicky nepreukázali ako metapieskovce.

Legenda:**Sedimenty kvartéru a mladšieho terciéru (podľa Vassa et al., 1992)**

-  fluválne sedimenty: nivné hliny alebo piesčité až štrkovité hliny (*holocén*)
-  deluviálno-polygenetické sedimenty: hlinito-ílovité a piesčité svahové hliny (*würm*)
-  delúvium – svahové hlinité a hlinito-kamenité sutiny (*würm*)
-  fluválne sedimenty: piesčité štrky nízkych terás (*würm*)
-  proluviálne sedimenty: zahlinené štrky náplavových kužeľov (*würm*)
-  eolicko-deluviálne sedimenty: spraše a sprašové (sprašovité) hliny (*würm*)
-  proluviálne sedimenty: zahlinené štrky vysokých náplavových kužeľov (*würm*)
-  poltárske súvrstvie: štrky, piesky, kaolinické íly (*pont*)

Vrchnopermský až spodnotriasový obal s podložným kryštalinikom severnej tektonickej šupiny

-  svetlé drobnozrnné kvycity (föderatská skupina, tuhársky vývoj)
-  kremité zelenkavé drobnozrnné arkózové metapieskovce (föderatská skupina, tuhársky vývoj)
-  kremité biele cukrovité drobnozrnné arkózové metapieskovce s vysokým obsahom klastického kremeňa (föderatská skupina, tuhársky vývoj)

Kryštalinikum

-  migmatity, alpínsky diaforitizované

Spodnopermský a spodnotriasový obal s podložným kryštalinikom južnej tektonickej šupiny

-  metamorfované kremenné pieskovce, kremenné zlepenice, menej bridlice (föderatská skupina)
-  bridličnaté metapieskovce, metaarkózy a metakonglomeráty (rimavské súvrstvie)

Kryštalinikum – granitoidy, pararuly

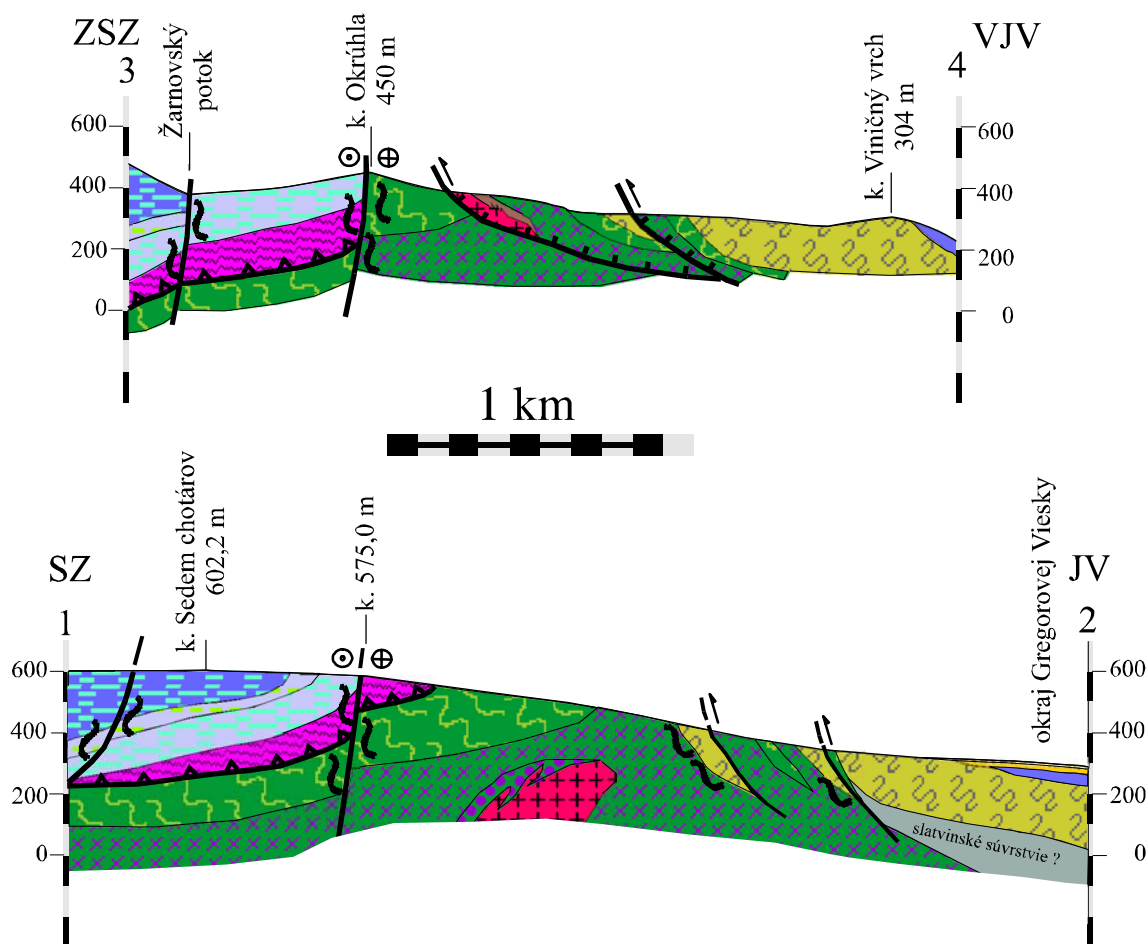
-  hybridné biotitické granodiority až leukotondhjemity (spodný karbón)
-  biotitické, biotiticko-granatické +/- amfibolické pararuly

Kryštalinikum – ATG komplex

-  diafority amfibolitov, menej pararúl a granitoidov (chloriticko-albitové bridlice)
-  amfibolity (Hbl + Pl + Grt + Cpx +/- Bt; Hbl + Pl), menej migmatity, pararuly, leptinity
-  drobnejšie zrnité amfibolity v zóne granitizácie

-  smery a sklony metamorfnej bridličnatosti: alpínskej a hercýnskej
-  smery a sklony vrstiev
-  minerálne lineácie: alpínske, hercýnske
-  zlomy: zistené, predpokladané, zakryté
-  prešmyky: 1. rádu, 2. rádu
-  staré povrchové kutacie miesta, bloky žilného kremeňa, žily kremeňa so zistenou orientáciou
-  prejavy intenzívne mylonizácie opozdĺž zlomov a strižných zón
-  línie geologického rezu

Obr. 9b. Vysvetlivky ku geologickej mape masívu Sedem chotárov.



Obr. 9b. Geologické rezy 1 – 2 a 3 – 4 územím (vysvetlivky pri obr. 9a).

V pokračujúcom transpresnom režime vznikli subvertikálne orientované mylonitové zóny, ktoré sú situované najmä na kontaktoch litologických zložiek s rôznou mechanickou kompetenciou hornín (napr. mylonity metabazitov vs. kemité arkózové metapieskovce). Najvýraznejšia zóna tohto typu jz.-sv. smeru prebieha od Tuhárskeho potoka cez kótu Okružla (450) na severovýchodnej strane masívu (obr. 9b).

Obidva bloky kryštalinika s rozdielnym mladopaleozoicko-triasovým obalom sú v tektonickej pozícii. Ich styk sprostredkúva mohutná zóna mylonitov, tvorená prevažne chloritickými bridlicami (miestami s očkami reliktných plagioklasov), ktorá predstavuje hlavnú zónu deformačného alpínskeho štádia AD1.

Tvorba žilného kremeňa je úzko spojená najmä s alpínskym transpresným štádiom. Žily kremeňa s nízkym obsahom ankeritu (prípadne sulfidmi?) sú orientované buď paralelne v smere lineácie (často sú budinované, so strmým sklonom na SZ, resp. JV), alebo sú orientované pod veľkým uhlom na lineáciu a sú dôsledkom pôsobenia extenznej zložky napätia. Územie východných a južných svahov masívu je známe početnými rozsypmi so zlatom (Hvožd'ara, 1999).

Na obidvoch tektonických šupinách tvorených rozdielnymi typmi kryštalinického fundamentu a rozdielnymi typmi mladopaleozoicko-triasových obalov ležia v tektonickej pozícii trosky príkrovu ochtinského súvrstvia dobšinskej skupiny s telesami magnezitov.

Mladším systémom sú zlomy sz.-jv. až zsz.-vjv. smeru zvýrazňujúce hrastovú stavbu masívu. Najmladším systémom sú zlomové línie ssz.(s.)-jjv.(j.) smeru prebiehajúce Krivánskym a Tuhárskym potokom, ktoré fungovali už od pontu (podrečianska bazaltová formácia pontského veku kontrolovaná takýmto zlomom). Oblasťou Tuhárskej doliny prebieha zlom, o ktorom sa v manuskripte Vassa et al. (1987) uvádza, že pokračuje do južného okolia Lučenca a severne od Haliče sa spája so zlomom, ktorý označujú ako kohárovský. V kvartéri bolo územie poznačené pomalou eróziou a významnejšie tektonické procesy možno dešifrovať len na základe prítomnosti terás potoka Kriváň v severovýchodnej časti územia.

Záver

Masív kóty Sedem chotárov (602,2) predstavuje najjuhozápadnejší segment súvislejšieho kryštalinika a alpínsky metamorfovaného mladopaleozoicko-triasového obalu kohútскеj zóny veporika. Zo Z a V ho obmedzujú mladé zlomové systémy ssz. smeru prebiehajúce v oblasti Krivánskeho a Tuhárskeho potoka. Na veporiku tu leží v tektonickej pozícii troska ochtinského súvrstvia.

Smerom na Z je predterciérne podložie prekryté hrubšími súbormi neovulkanitov stratovulkánu Javorie báden-sarmatského veku (najmä jeho spodnej stavby tvorenej starohutským komplexom – spodný až stredný báden).

Z južnej strany ho prekrývajú sedimenty poltárskeho súvrstvia pontského veku.

Geologická stavba kryštalinika veporika a jeho mlado-paleozoicko-triasového obalu je tu vyvinutá v dvoch samostatných alpínskych tektonických šupinách – **južnej a severnej**, ktoré sú prekryté rozdielnymi typmi mladopaleozoického obalu.

V **južnej tektonickej šupine** v podloží fôderatských kvarcitov spodného triasu je vyvinutý súbor nezrelých metasedimentov – bridličnatých metaarkóz a metazlepencov – patriacich k (spodnopermskému) rimavskému súvrstviu (sensu Vozárová a Vozár, 1982). Bridličnaté metaarkózy tvoria pravdepodobne priamy obal predspodnokarbónskeho kryštalinika, pričom povrchová prítomnosť vrchnokarbónskeho slatvinského súvrstvia v zmysle Vozárovej a Vozára (l. c.) tu nie je preukázateľná. Kryštalinikum južného bloku tvoria čiastočne granitoidy (spodný karbón), ale prevažne metabázický komplex, a to v podstatne väčšom rozsahu, ako vyplýva zo starších geologických máp. V menšej miere sú zastúpené biotitické pararuly. Komplex amfibolitov sa vyznačuje stratifikovanou stavbou, kde sa striedajú amfibolity, leptinity (konkordantné aplity) a pegmatity s trondhjemitovým zložením. Výrazne dominujú amfibolity. V menšej miere sú v komplexe zastúpené metadiority, hornblendity a granulity, ktoré možno považovať za restit po oddelení taveniny. Empirická termobarometria GASP, Grt – Cpx – Pl a Amf – Pl udáva metamorfné podmienky granulitovej fácie pri teplote 789 až 803 °C a tlaku 7,8 – 8,4 kbar (granulit) a pri teplote 733 – 806 °C a tlaku 7 – 7,8 kbar v prípade Pl amfibolitu. Súčasné chemické a minerálne zloženie je výsledkom dehydratačného tavenia amfibolitu v otvorenom systéme. Časť migmatizovaných amfibolitov podľahla intenzívnej diaforéze v alpínskych tektonických udalostiach. Produktom sú silne mylonitizované horniny tvorené asociáciou Ep + Chl + Mus + Act + Ab + Qtz ± karbonát, ktoré sa považovali za nízko metamorfované bridlice slatvinského súvrstvia.

Spodnú časť **severnej tektonickej šupiny** (ktorá je súčasťou tuhárskej vejárovitej megasynformy; sensu Plašienka, 1983) tvoria tenké šupiny alpínsky diaforitizovaných migmatitov s ojedinále zachovanými hercýnskymi textúrami a minerálnou asociáciou. Priamy obal migmatitov tvorí monotónny komplex metamorfovaných cukrovo bielych arkózových a zelenkavých, dobre vytriedených drobnozrnných pieskvcov s vysokým podielom klastického kremeňa (vrchný perm?), ktoré pozvoľna prechádzajú do spodnotriasových kvarcitov.

Rozdielny charakter obalových jednotiek a s nimi asociujúceho kryštalinického fundamentu poukazuje na rozdielnú pozíciu týchto dvoch kryštalinických blokov počas mladšieho paleozoika, ktoré sa zblížili v alpínskej fáze.

Styk severného a južného bloku sprostredkúva mohutná zóna alpínskych mylonitov a utramylonitov, pričom styková plocha je orientovaná na SSZ.

Literatúra

- Affí, A. M. a Essene, E. J., 1988: MINFILE: A microcomputer program for storage and manipulation of chemical data on minerals. *Amer. Mineralogist*, 73, 446 – 448.
 Bezák, V., Elečko, M., Dovina, V., Ďurkovičová, J., Hraško, L., Kováčik, M., Konečný, V., Krippel, M., Planderová, E.,

- Pristaš, J., Sládková, M., Vozárová, A., Vozár, J., Straka, P. a Šucha, P., 1989: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 36-432 Lovinobaňa-2. Čiastk. záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 141 s.
 Bhowmik, S. K. a Roy, A., 2003: Garnetiferous metabasites from the Sausar mobile belt: Petrology, P-T path and implications for the tectonothermal evolution of the Central Indian tectonic zone. *J. Petrology*, 44, 387 – 420.
 Fusán, O., 1962: Stratigrafické postavenie karbonátového súvrstvia medzi Tuhárom a Ružinou S od Lučenca. *Geol. Práce, Zoš.* (Bratislava), 62, 219 – 222.
 Gregor, T., 1963: K poznaniu geologickej stavby územia v okolí Podrečian a Tuhára. *Geol. Práce, Zpr.* (Bratislava), 33, 31 – 42.
 Hacker, B. R., 1990: Amphibolite-facies-togranulite-facies reactions in experimentally deformed, unpowdered amphibolite. *Amer. Mineralogist*, 75, 1 349 – 1 361.
 Hammarstrom, J. M. a Zen, E.-an, 1986: Aluminium in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *Amer. Mineralogist*, 71, 1 297 – 1 313.
 Hartel, T. H. D. a Pattison, R. M., 1996: Genesis of the Kapuskasing (Ontario) migmatitic mafic granulites by dehydration melting of amphibolite: the importance of quartz to reaction progress. *J. Metamorphic. Geol.*, 14, 591 – 611.
 Holland, T. a Blundy, J., 1994: Non-ideal interaction in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contr. Mineral. Petrology*, 116, 433 – 447.
 Hollister, L. S., Grissom, G. C., Peters, E. K., Stowell, H. H. a Sisson, V. B., 1987: Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *Amer. Mineralogist*, 72, 231 – 239.
 Hovorka, D. a Méres, Š., 1996: Dva genetické typy metabazitov v juhozápadnej časti veporika. *Miner. slov.*, 28, 273 – 280.
 Hraško, L. a Demko, R., 2007: Geologická stavba masívu Sedem chotárov v JZ časti kohútскеj zóny veporika. (6. výročný predvianočný seminár SGS: Nové poznatky o stavbe a vývoji Západných Karpát). *Miner. slov., Geovestník*, 39, 4, 13.
 Hraško, L., Madarás, J., Németh, Z., Kováčik, M., Šiman, P., Demko, R., Král, J., Maglay, J., Šimon, L., Nagy, A., Vozárová, A., Radvanec, M. a Putiš, M., 2005: Hodnotenie geologicko-surovinového potenciálu Slovenské rudohorie-západ a možnosti jeho využitia pre rozvoj regiónu. Časť: 1 – Geologická časť. Čiastk. spr. k záver. spr. geol. úlohy č. 2 898 a mapa Slovenské rudohorie, západná časť 1 : 50 000 (Hraško, L., Madarás, J., Németh, Z. et al.). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 404 s.
 Hvožd'ara, P., 1999: Ryžoviská zlata v Západných Karpatoch. *Miner. slov.*, 31, 241 – 248.
 Kněšl, J. a Kněšlová, A., 2000: Uderiná – Au-Ag rudy, vyhľadávací prieskum, stav k 31. 3. 1998. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 77 s.
 Kohn, M. J. a Spear, F. S., 1990: Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Vermont. *Amer. Mineralogist*, 75, 89 – 96.
 Kohút, M., 2004: Ortoruly Západných Karpát – prehľad poznatkov. *Miner. slov.*, 36, 3 – 4, 141 – 155.
 Konečný, V., 1998: Geologická mapa Javoria 1 : 50 000. Bratislava, GS SR. ISBN 80-85314-89-4.
 Král, J., Frank, W. a Bezák, V., 1996: ⁴⁰Ar/³⁹Ar spektrá z amfibolu amfibolických hornín veporika. *Miner. slov.*, 28, 6, 501 – 513.
 Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. a Youzhi, G., 1997: Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association commission on new minerals and mineral names. *Min. Mag.*, 61, 295 – 321.

- Maťo, L. a Maťová, V., 1993: Zlatá mineralizácia strižných zón pri Uderinej, jz. časť veporického kryštalinika, stredné Slovensko. *Miner. slov.*, 25, 327 – 340.
- Maťo, L. a Maťová, V., 1994: Mineralizácia v okolí Ozdina, výskyt zlata s obsahom Sb, Ni v tmavých bridliciach, jz. časť veporického kryštalinika, stredné Slovensko. *Miner. slov.*, 26, 30 – 37.
- Maťová, V., Kusein, M., Knésl, J., Maťo, L., Komoň, J., Adam-ják, M., Kovaničová, L. a Prčina, R., 1994: Uderiná II. – Au, Hg rudy, vyhľadávaci prieskum, stav k 30. 6. 1994. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 93 s.
- Morimoto, N., 1989: Nomenclature of pyroxenes. *Canad. Mineralogist*, 27, 143 – 156.
- Pattison, D. R. M., Chacko, T., Farquhar, J. a McFarlane, C. H. R. M., 2003: Temperatures of granulite-facies metamorphism: Constraints from experimental phase equilibria and thermobarometry corrected for retrograde exchange. *J. Petrology*, 44, 867 – 900.
- Plašienka, D., 1983: Geologická stavba tuhárskeho mezozoika. *Miner. slov.*, Bratislava, 15, 1, 49 – 58.
- Powell, R. a Holland, T. J. B., 1988: An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *J. Metamorph. Geol.*, 6, 173 – 204.
- Rieder, M., Cavazzini, G., D'Yakonov, Y. S., Frank-Kamenetskii, V. A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval', P. V., Müller, G., Neiva, A. M. R., Radoslovich, E. D., Robert, J.-L., Sassi, F. P., Takeda, H., Weiss, Z. a Wones, D. R., 1998: Nomenclature of the micas. *Canad. Mineralogist*, 36, 41 – 48.
- Ružička, P. a Vozárová, A., 2009: Aplikácia kalcitovo-dolomitovej solvusovej geotermometrie na stanovenie stupňa metamorfnej rekryštalizácie tuhárskych mramorov. *Miner. slov.*, 41, 1, 31 – 44.
- Schmidt, M. W., 1992: Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contr. Mineral. Petrology*, 110, 304 – 310.
- Siman, P., Johan, V., Ledru, P., Bezák, V. a Madarás, J., 1996: Deformation and p-T conditions estimated I "layered migmatites" from southern part of Veporicum crystalline basement (Western Carpathians; Slovakia). *Slovak Geol. Mag. (Bratislava)*, 3, 209 – 214.
- Straka, P., 1981: O veku série foederata. *Geol. Práce, Spr.* (Bratislava), 75, 57 – 62.
- Vass, D., Vozár, J., Elečko, M., Pristaš, J., Konečný, V., Stolár, M., Škvarka, L., Šucha, P., Krippel, M., Straka, P. a Vozárová, A., 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape, list 36-434 Lovinobaňa-4. Čiastk. záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 118 s.
- Vass, D. (ed.), Bezák, V., Elečko, M., Konečný, V., Lexa, J., Pristaš, J., Straka, P. a Vozár, J., 1992: Geologická mapa Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Vielzeuf, D. a Schmidt, M. W., 2001: Melting relations in hydrous systems revised: application to metapelites, metagreywackes and metabasalts. *Contr. Mineral. Petrology*, 141, 251 – 267.
- Vozárová, A. a Vozár, J., 1982: Nové litostratigrafické jednotky v južnej časti veporika. *Geol. Práce, Spr.* (Bratislava), 78, 169 – 194.
- Wiewióra, A. a Weiss, Z., 1990: Crystallochemical classification of phyllosilicates based on the unified system of projection of chemical composition: II. The chlorite group. *Clay Miner.*, 25, 83 – 92.
- Wyllie, P. J. a Wolf, M. B., 1993: Amphibolite dehydration-melting: sorting out the solidus. In: Prichard, H. M., Alabaster, T., Haris, N. B. W. a Nearby, C. R. (eds.): *Magmatic processes and plate tectonics*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 76, 405 – 416.

Appendix

Súradnice vzoriek uvedených v práci sú v súradnicovom systéme JTSK (odčítané z topografickej mapy s presnosťou mierky 1 : 10 000).

Názov vzorky	Súradnica X	Súradnica Y	Charakteristika
DSCH-1	-390 374	-1 268 766	Tdh pegmatit
DSCH-3	-389 428	-1 268 790	Pl amfibolit
DSCH-5	-389 632	-1 268 580	Pl-Qtz amfibolit
DSCH-6	-389 669	-1 268 543	pegmatit
DSCH-8	-389 912	-1 268 108	diaft. amfibolit
DSCH-10	-389 367	-1 268 370	Tdh leukosóm
DSCH-13	-389 367	-1 268 370	diaft. amfibolit
DSCH-14	-389 367	-1 268 370	metagranit
DSCH-15	-389 446	-1 267 866	hornblendit
DSCH-16	-389 446	-1 267 866	Pl amfibolit
H7-4	-389 200	-1 267 750	granulit
H7-18	-390 060	-1 267 945	def. migmatit
H7-20	-390 180	-1 267 805	arkózový meta-pieskovec
H7-27	-390 760	-1 267 860	arkózový meta-pieskovec
H7-53	-390 910	-1 267 950	kremítá arkóza s metakvarcitom

Prevod fyzikálnych jednotiek: 1 kbar = 100 MPa

Skratky minerálov:

Pl – plagioklas, Qtz – kremeň, Bt – biotit, Amf – amfibol, Amfr – amfibol s tchermakitovým zložením, Mus – muskovit, Grt – granát, Di (Dps) – diopsid, Cpx – klinopyroxén, Ttn – titanit, Ilm – ilmenit, Ep – epidot, Chl – chlorit

Ostatné skratky:

L – tavenina (liquidus), Tdh – trondhemit/trondhemitový, ATG – amfibolitovo-trondhemitovo-granulitový, EMP – elektrónová mikroanalýza, BSE – snímky v odrazených elektrónoch

IMA – Medzinárodná mineralogická asociácia

Orientačný inžinierskogeologický prieskum havarijného zosuvu v obci Krupina

IVAN DANANAJ¹, PAVEL LIŠČÁK¹, PETER ONDREJKA¹, MARTIN BRČEK², IVAN BARÁTH¹, ĽUBICA IGLÁROVÁ¹ a RENÉ PUTIŠKA²

¹Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava 11; ivan.dananaj@geology.sk

²Univerzita Komenského, Prírodovedecká fakulta, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava 4

Abstrakt. V obci Krupina sa v letných mesiacoch 2010 aktivizoval potenciálny zosuv, ktorý ohrozoval niekoľko rodinných domov. Zosuv sa reaktivoval na prelome rokov 2010/2011 a vyžiadal si vyhlásenie mimoriadnej situácie. Vo veľmi krátkom čase bolo potrebné vykonať inžinierskogeologický prieskum a určiť príčiny vzniku svahovej deformácie. Na riešenie geologickej úlohy sa použili vrtné, vzorkovacie, geofyzikálne, meračské a laboratórne práce. V reprezentatívnom profile sa urobil výpočet stability na preukázanej šmykovej ploche aktívneho zosuvu. Hlavnou príčinou aktivizácie zosuvu bolo nasýtenie zemného masívu infiltrovanou vodou spojené so znížením hodnôt fyzikálno-mechanických parametrov prostredia, najmä konzistencie. V najmenej stabilnej časti zosuvu bolo potrebné vykonať okamžité protihavarijné opatrenia, ktoré pozostávali z 2 drenážno-stabilizačných rebier rozvetvených do strán a z prípravných opatrení na odvedenie zachytenej podzemnej vody do toku riečky Krupinice. Na dlhodobé zabezpečenie lokality bol vypracovaný ideový návrh sanačných prác.

Kľúčové slová: zosuv, svah, protihavarijné opatrenia, šmyková plocha, stabilita svahu, sanácia, podzemná voda

Abstract. Potential landslide activation occurred in a village of Krupina in summer 2010 endangering several housing estates. The landslide was reactivated at the turn of 2010/2011 and requested a Declaration of Emergency. It was necessary to carry out engineering geological survey to determine the cause of slope deformation in an extremely short period of time. The site area is situated on the SE slopes of Štiavica Stratovolcano. To solve geological tasks drilling, sampling, geophysical, geodetic and laboratory works were used. Landslide was mapped in the form of special purpose map and engineering geological profile. Stability calculation on slip surface of the active landslide was performed. The main cause of landslide activation was a saturation of the massive by infiltrated water associated with a reduction in physical and mechanical parameters of the environment, especially consistency. It was necessary to take immediate emergency prevention measures in the most critical part of the landslide. They consisted of two drainage stabilizing ribs branched out to the sides and the preparation of conduction of captured groundwater to Krupinica flow. To ensure long-term site security a conceptual design of the necessary remedial works was developed.

Key words: landslide, slope, emergency prevention measures, slip surface, slope stability, remedial works, groundwater

1. Úvod

V dôsledku mimoriadne výdatných zrážok a povodňovej situácie v máji a začiatkom júna 2010 vzniklo na Slovensku množstvo nových svahových deformácií, pred-

všetkým typu zosúvania. V obci Krupina v miestnej časti Nad kotlom sa v letných mesiacoch 2010 aktivizoval potenciálny zosuv a vytvorili sa otvorené trhliny. Zosuv bezprostredne ohrozoval niekoľko rodinných domov. Tento zosuv sa reaktivoval na prelome rokov 2010/2011 a vyžiadal si vyhlásenie mimoriadnej situácie.

Z uvedených dôvodov bolo potrebné odborne posúdiť zosuvné územie, vykonať inžinierskogeologický prieskum, určiť príčiny vzniku svahovej deformácie a vykonať okamžité protihavarijné opatrenia v najkritickejšej oblasti. Aby sa zabránilo vzniku ďalších škôd, bolo potrebné vzhľadom na rozsah a zložitosť geologickej úlohy uskutočniť tieto práce v mimoriadne krátkom čase. V súvislosti s tým sa sekcia geológie a prírodných zdrojov MŽP SR obrátila na Štátny geologický ústav Dionýza Štúra (ŠGÚDŠ) s objednávkou na vypracovanie projektu a riešenie geologickej úlohy *Inžinierskogeologický prieskum havarijného zosuvu v obci Krupina*. Následne bol vypracovaný a 18. 4. 2011 schválený projekt geologickej úlohy.

Cieľom geologickej úlohy bolo zabezpečiť a realizovať orientačný inžinierskogeologický prieskum so zameraním na zhodnotenie faktorov vzniku a vývoja svahových pohybov na porušenom území, spresniť inžinierskogeologické pomery porušeného územia, zhodnotiť intenzitu porušenia svahov a stupeň ohrozenia životov a majetku ľudí, realizovať technické práce s cieľom zistiť priestorovú polohu šmykových plôch, odobrať vzorky zeminy a vody, realizovať laboratórne práce na stanovenie fyzikálno-mechanických vlastností zemín, vypočítať stabilitu svahu na určených šmykových plochách, urobiť okamžité protihavarijné opatrenia a spracovať ideový návrh sanácie geologického prostredia porušeného územia. Pri návrhu technických opatrení na elimináciu ďalších zosuvných pohybov pracovníci ŠGÚDŠ spolupracovali s kompetentnými zástupcami Mestského úradu Krupina. Všetky realizované geologické práce boli zhodnotené formou záverečnej správy (Liščák et al., 2011).

2. Východiskové údaje o území a geologických činiteľoch

2.1. Lokalizácia ohrozeného územia

Územie sa nachádza v Banskobystrickom kraji v okrese Krupina v intraviláne obce Krupina (kód základnej územnej jednotky ZUJ 518557, mapový list 36-34) na ľavom brehu rieky Krupinica v blízkosti ulice Nad kotlom. Ohro-



Obr. 1. Lokalizácia aktívneho zosuvu Krupina-Nad kotlom (červená línia) s vyznačením realizovaných vrtných prác (žlté body) a povrchových drenážnych rebier (modré línie) vybudovaných v decembri 2010 Ozbrojenými silami SR.

zené sú rodinné domy s príľahlými záhradami a pasienkami. Lokalizácia zosuvu v obci Krupina je na obr. 1.

2.2. Geologická preskúmanosť územia

Geologická stavba tohto regiónu je znázornená a zhodnotená na základnej geologickej mape Štiavnických vrchov v mierke 1 : 25 000 (Konečný et al., 1995) a na *Geologickej mape Štiavnických vrchov 1 : 50 000* a v príslušajúcich vysvetlivkách (Konečný et al., 1998).

V blízkom okolí havarijného zosuvu sa dosiaľ uskutočnila len jedna prieskumná úloha – *Prieskum andezitových tufov* (Urban, 1957), ktorá slúžila ako podklad na výpočet zásob ložiska andezitových tufov. V rámci tejto geologickej úlohy sa realizovalo 10 prieskumných vrtov. Z nich boli k územiu havarijného zosuvu najbližšie situované 3 vrty. Podľa ich profilovej dokumentácie sa v okolí všetkých troch vrtov do hĺbky 0,5 m vyskytujú humózne hliny (hnedej farby). Kvartérne horniny (hliny s úlomkami tufov) pokračujú až do hĺbky 2,10 m (vrt V8), resp. 3,0 m (vrt V9). Andezitové tufy (navetrané až zvetrané) sa nachádzajú bezprostredne pod kvartérnymi horninami. Okrem tejto práce a prác regionálneho charakteru (Konečný et al., 1995) sa v širšom okolí zosuvného územia uskutočnilo iba niekoľko prác inžinierskogeologického zamerania.

V septembri roku 2010 na požiadanie MÚ Krupina vykonal obhliadku zosuvu Mgr. Jenčko, ktorý na základe tejto obhliadky spracoval inžinierskogeologický posudok s dátumom 18. 9. 2010.

2.3. Geomorfologické pomery

Podľa mapy *Geomorfologické členenie územia* (Mazúr a Lukniš, 1986, in *Atlas krajiny Slovenskej republiky*, 2002) je toto územie súčasťou Alpsko-himalájskej sústavy,

pod sústavy Karpát, provincie Západných Karpát, subprovincie vnútorných Západných Karpát, oblasti Slovenské stredohorie, celku Krupinská planina a podcelku Bzovická pahorkatina. Územie má pahorkatinový reliéf, pričom povrch terénu je prevažne hladko modelovaný, s plochými hrebeňmi a kótami pahorkov.

Bzovická pahorkatina má ráz mierne sklonenej úpätnej plošiny. Skláňa sa pozvoľna na juh a juhovýchod. Východne od obce Krupina dosahuje najvyššiu nadmorskú výšku na kótach Mačací vršok (488,5 m n. m.), Oprcheľ (399,5 m n. m.) a Bzovická vinica (418,9 m n. m.). Typom reliéfu sa zaraďuje medzi nižšie vrchoviny, reliéf pedimentových podvrchovín a pahorkatín. Sklon reliéfu je 6 – 12°, orientácia svahov je prevažne juhovýchodná.

2.4. Geologické pomery

Územie lokality je geologicky situované na jv. svahoch štiavnického stratovulkánu. To podmieňuje geologické zloženie hornín tvoriacich údolno-pahorkatinový reliéf v rámci Krupinskej planiny.

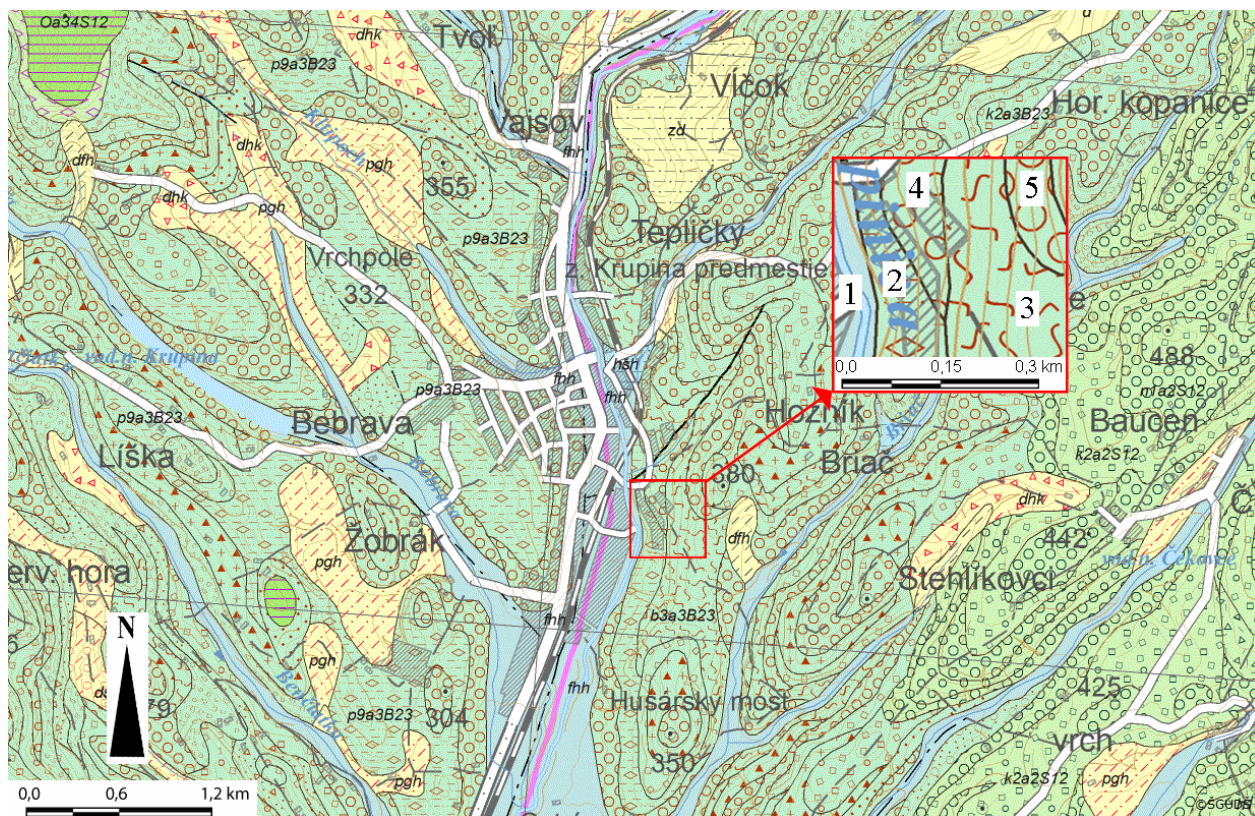
Dominantným horninovým prostredím v oblasti je pestrá paleta strednobádenských (miocén – neogén) vulkanosedimentárnych hornín sebeckebskej formácie (Konečný et al., 1998). Táto formácia je definovaná ako súbor extrúzií, lávových prúdov amfibolicko-hyperstenických andezitov, pyroklastík, epiklastík a sedimentov periférnej vulkanickej zóny. Geologická mapa širšieho okolia Krupiny v mierke 1 : 50 000 s vyznačeným študovaným územím je na obr. 2.

Zosuvná lokalita na východnom okraji mesta na východnom svahu údolia riečky Krupinica sa vyznačuje prítomnosťou epiklastických pieskovcov s laterálnym výskytom sporadických planárnych pyroklastických brekciových tokov. Vyskytujú sa tu však aj epiklastické vulkanické konglomeráty hruboklastického až blokového typu.

Všetky typy uvedených hornín sa vyznačujú planárne vrstvomitou až šošovkovito usporiadanou vnútornou stavbou. Klasty hornín, ako aj ich základná hmota sú bohaté na živce. Tieto minerály sú náchylné na rýchlu degradáciu v procese zvetrávania a menia sa na ílové minerály, ktoré majú dobré absorpčné vlastnosti, pokiaľ ide o vodu, a tým sa stávajú vhodným potenciálnym klzným materiálom na vznik šmykových plôch zosuvov.

2.5. Tektonické pomery

Vo vývoji územia zohrala významnú úlohu subsidenčná štruktúra krupinskej depresie. Štruktúra orientovaná v smere SSV – JJZ vymedzená gravimetrickým meraním je limitovaná priebehom subparalelných zlomov uvedenej smeru, ako aj zlomami s priečnou orientáciou pri jej severnom a južnom okraji. Subsidenčné pohyby depresie v priebehu vulkanickej aktivity v bádene boli kompenzované uložením vulkanoklastického materiálu. Po skončení



Obr. 2. Geologická mapa širšieho okolia Krupiny v mierke 1 : 50 000 s vyznačeným študovaným územím. Vysvetlivky: 1 – fluválne sedimenty; litofaciálne nečlenené nívne hliny alebo piesčité až štrkovité hliny dolinných nív a nív horských potokov; 2 – epiklastické vulkanické pieskovce a siltovce amfibolicko-pyroxénických andezitov s pempzou; 3 – pempzové tuфы a tuфы amfibolicko-pyroxénických andezitov; 4 – epiklastické vulkanické konglomeráty amfibolicko-pyroxénických andezitov; 5 – hrubé až blokové epiklastické vulkanické konglomeráty pyroxénických andezitov [Káčer (ed.) et al., 2005, upravené podľa Konečného et al., 1998].

vulkanickej aktivity na pozadí celkového výzdvihu územia bola založená riečna sieť, prebiehalo intenzívne zarezávanie dolín a celková denudácia vulkanického komplexu. Z priestorovej situácie riečnej siete vyplýva, že smery hlavných tokov uprednostňujú priebeh zlomového systému s dominantnými smermi SV – JZ, SSV – JJZ a meridiálny systém S – J (sledovaný najmä riekou Krupinica v s. časti jej toku; Konečný et al., 1995).

Podľa Maglaya et al. (in *Atlas krajiny Slovenskej republiky*, 2002) z neotektonického hľadiska na základe relatívnej vertikálnej pohybovej tendencie tektonických blokov leží toto územie v sústave Západných Karpát, v pozitívnej jednotke (pohorie) so stredným zdvihom.

2.6. Hydrologické a hydrogeologické pomery

Študované územie patrí k úmoriu Čierneho mora a spadá do povodia Ipľa, ktorý spolu so svojimi prítokmi ovplyvňoval jeho ráz a vývoj. Najvýznamnejším povrchovým tokom územia je Krupinica. Rieka Krupinica preteká tesne pri západnom okraji územia.

V širšom okolí sa vyskytuje významná vodná plocha na toku Bebravy vodná nádrž (VN) Krupina. Rozloha nádrže je 23,5 ha (objem 2,132 mil. m³) a nachádza sa západne od obce Krupina. V priamej blízkosti havarijného zosuvu sa žiadna vodná plocha nenachádza.

Hydrogeologické pomery územia sú podmienené geologicko-tektonickou stavbou a geomorfologickými a kli-

matickými pomermi. Územie je podľa Malíka a Švastu (in *Atlas krajiny Slovenskej republiky*, 2002) súčasťou hydrogeologického regiónu *Neovulkanity Krupinskej planiny, Ostrôžka a Pôtorskej pahorkatiny*, hydrogeologický rajón v 094. Tvoria ho vulkanoklastické horniny (tufy, aglomeráty, tufity a tufitické pieskovce). V závislosti od granulometrického zloženia majú horniny puklinovú, prípadne puklinovo-mezidizrnovú priepustnosť. V regióne sa predpokladá mierna prietočnosť ($T = 1 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$). Zásoby využiteľného množstva vody predstavujú $500 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (údaj z roku 2001).

Podľa Konečného et al. (1995) možno v tomto území vyčleniť 2 hydrogeologické celky, a to podzemnú vodu neogénnych vulkanitov a podzemnú vodu kvartéru.

Podzemná voda neogénu sa viaže na horninové prostredie neovulkanického komplexu Štiavnických vrchov, Javoria a Krupinskej planiny. Zvodnenie horninového prostredia neovulkanitov je všeobecne veľmi malé. Pramene sú väčšinou puklinové a sutinové, prípadne aj puklinovo-vrstvové. Nizka výdatnosť prameňov (do $0,3 - 0,8 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$) naznačuje, že pri plytkom puklinovom obehу nedochádza k významnejšiemu prepojeniu puklinových systémov. Puklinová priepustnosť je charakteristická pre krehké a pevné efuzívne horniny, ktoré sú viac-menej dobre rozpukané. Naproti tomu, vulkanoklastické horniny sú málo rozpukané a ich puklinová priepustnosť nie je významná. Medzizrnová priepustnosť prevláda v niektorých typoch vulkanoklastických hornín (pyroklastiká, epiklastiká, lávové brekie atď.).

a do značnej miery závisí od ich granulometrie, ale najmä od obsahu ílovej zložky. Celková mineralizácia podzemnej vody s plytším obehom je medzi 150 – 300 mg · l⁻¹. Prevládajúcim typom chemického zloženia podzemnej vody je typ Ca–(Mg)–HCO₃. Vzhľadom na hlbinnú zonálnosť chemického zloženia v prostredí neovulkanitov sa s hĺbkou výraznejšie presadzuje typ vôd Na–HCO₃.

Podzemná voda kvartéru sa viaže na fluviálne, terasové, deluviálne a proluviálne sedimenty. Najviac zvodneným celkom kvartéru sú fluviálne sedimenty Krupinice. Tieto sedimenty tvorí hlinitý štrk s piesčito-hlinitým pokryvom. Hrúbka náplavov zriedkavo prevyšuje 4 m, v priemere sa pohybuje medzi 2,5 – 3 m. Prietoknosť je z hľadiska získania podzemnej vody veľmi nízka, rádo 10⁻⁵ m² · s⁻¹ a nižšia.

Napájanie podzemnej vody sa uskutočňuje v podstatnej miere zo svahov a podložínych vulkanických hornín. Pri vysokých vodných stavoch v povrchových recipientoch však nastáva infiltrácia aj z povrchovej vody. Svahové a podložné napájanie súvisí s hlboko zarezanými údoliami, ktoré drénujú puklinovú a medzizrnovú vodu z epiklastických a vulkanických hornín. Údolné náplavy s malou hrúbkou a nízkou priepustnosťou nestačia odvádzať všetku vodu, preto sú dna údolí silno podmáčané, močaristé. Povrchové toky tu skôr pôsobia ako zberateľ tejto vody z vlastných náplavov, preto má podzemná voda sklon hladiny k toku. Kvalita podzemnej vody kvartéru Krupinice na území mapového listu M 34-123-C-c (obec Krupina) nezodpovedá norme pre pitnú vodu. Najčastejšie je to pre nevyhovujúci obsah železa, mangánu a amoniaku. Ide o studenú, nízko mineralizovanú (M = 0,17 – 0,34 g · l⁻¹) vodu chemického typu Ca–HCO₃. Sutinové pramene vyvierajúce z deluviálnych sedimentov majú malú výdatnosť, väčšinou do 0,1 l · s⁻¹. V študovanom území sa nevyskytuje termálna ani minerálna voda. Najbližší zdroj minerálnej a liečivej vody je v Dudinciach a Slatine.

2.7. Klimatické pomery

Územie podľa mapy klimatických oblastí (Lapin et al., 2002, in *Atlas krajiny Slovenskej republiky*, 2002) patrí k teplým, mierne suchým oblastiam s chladnou zimou (klimatická oblasť okrsku T5). Priemerná ročná teplota vzduchu je 8 °C, pričom v júli dosahuje priemerne 18 °C a v januári klesá až na –2 °C.

Vzhľadom na teplú klimatickú oblasť sa priemerné ročné úhrny zrážok podľa Faška a Šťastného (in *Atlas krajiny Slovenskej republiky*, 2002) pohybujú v rozpätí 550 až 600 mm. Mesačné maximum zrážok nadobúda hodnoty do 200 mm a maximálny denný úhrn je 64 mm (meteorologická stanica Bzovík, umiestnená v nadmorskej výške 355 m). Počet dní so snehovou pokrývkou podľa Faška et al. (in *Atlas krajiny Slovenskej republiky*, 2002) je 60 a priemerná výška snehovej pokrývky predstavuje 10,8 cm (meteorologická stanica Bzovík). Priemerné ročné úhrny potenciálnej evapotranspirácie podľa Tomlaina (in *Atlas krajiny Slovenskej republiky*, 2002) dosahujú hodnotu 550 mm.

Prúdenie vzduchu je rôznorodé, závisí najmä od orientácie dolín, expozície a sklonitosti svahov. Podľa Lapina a Tekušovej (in *Atlas krajiny Slovenskej republiky*, 2002) celkove prevláda východné prúdenie vetra. Rýchlosť vetra

sa pohybuje okolo 3 m · s⁻¹. Bezvetrie je zastúpené 35 % dní v roku (meteorologická stanica Bzovík).

Zaťaženie územia prízemnými inverziami je priemerné až mierne. Príčinou inverzií je členitosť reliéfu, najmä umiestnenie obce v údolí rieky Krupinica. Trvanie snečného svitu závisí od ročného obdobia, expozície, členitosti reliéfu, uhla sklonu svahov, od množstva oblačnosti a výskytu hmiel. Podľa Tomlaina a Hrvoľa (in *Atlas krajiny Slovenskej republiky*, 2002) priemerná ročná hodnota globálneho žiarenia je 1 200 kWh · m⁻².

2.8. Seizmicita územia

Zemetrasenia, ktoré v minulosti postihli lokality najbližšie k študovanému územiu, mali epicentrum v okolí Kremnice a Banskej Bystrice (v roku 1830 s intenzitou I₀ = 7° EMS-98). Najsilnejšie zemetrasenie s intenzitou I₀ = 8° MSK-64 a neurčitou polohou epicentra bolo na území stredného Slovenska zaznamenané v roku 1443. V súlade s STN 1998-1/NA/1 (73 0036): *Eurokód 8. Navrhovanie konštrukcií na seizmickú odolnosť. Časť 1.: Všeobecné pravidlá, seizmické zaťaženia a pravidlá pre budovy* patrí táto oblasť do zdrojovej oblasti 4. seizmického rizika, ktorému prislúcha seizmické zrýchlenie a_r = 0,3 m · s⁻².

3. Spôsob riešenia geologickej úlohy

Na riešenie geologickej úlohy sa použili vrtné (spolu so vzorkovacími), geofyzikálne, meračské a laboratórne práce a práce geologickej služby. Počas realizácie úlohy sa prijali aj okamžité protihavarijné opatrenia. Vzhľadom na nové informácie o geologickej stavbe územia získané počas prieskumných prác sa pôvodne navrhované sanačno-prieskumné subhorizontálne vrty ukázali ako neefektívne.

Pozornosť sa preto sústredila na iné činnosti, predovšetkým na realizáciu okamžitých protihavarijných opatrení. Pozostávali z drenážno-stabilizačných rebier rozvetvených do strán a z prípravy odvedenia zachytenej podzemnej vody mimo zosuvného územia.

3.1. Vrtné práce

V rámci inžinierskogeologického prieskumu sa realizovalo 7 inžinierskogeologických jadrových vrtov s hĺbkou 5 – 15 m, spolu 76,5 m. Prieskumné diela boli situované do pozdĺžnych profilov zosuvov tak, aby prispeli k interpretácii geologickej stavby územia. Pre neprístupnosť terénu nebolo možné vrtnú súpravu situovať priamo do zosuvu.

Počas víťania sa na laboratórne rozborov odobralo 22 vzoriek zeminy, z toho 10 neporušených.

3.2. Geofyzikálne práce

Na samotný prieskum sa použila metóda elektrickej odporovej tomografie (ERT), ktorá sa vo svete často používa na prieskum zosuvných území. Poskytuje informácie o elektrickom odpore litologických komplexov pod povrchom a jeho priestorovom rozložení.

Elektrická odporová tomografia je systém komplexného odporového merania s väčším počtom elektród. Vzájomná vzdialenosť elektród sa určuje v závislosti od detailnosti a požadovaného hĺbkového dosahu. Na zákla-



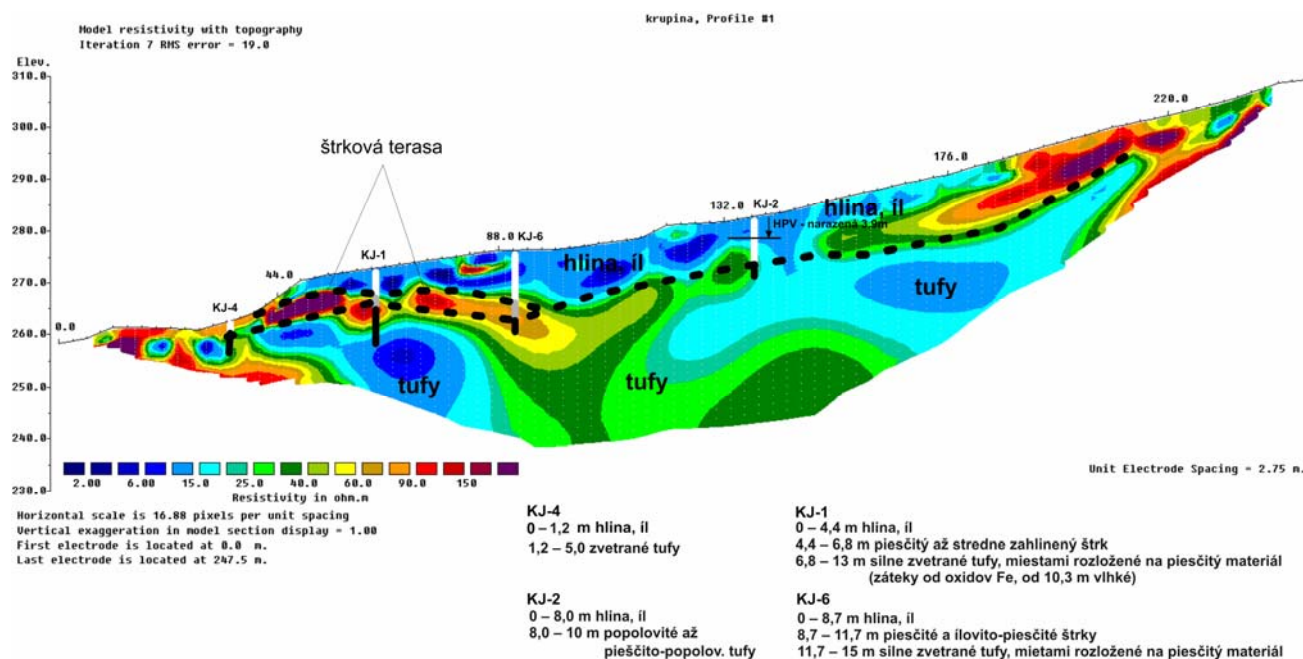
Obr. 3. Lokalizácia geofyzikálnych profilov elektrickej odporovej tomografie.

de zmien merného elektrického odporu možno odvodiť významné výsledky a informácie týkajúce sa litologického zloženia, štruktúry a geometrie zosuvu (laterálne rozšírenie a hrúbka). Z výsledkov je možné identifikovať aj šmykové plochy medzi zosuvnou masou a pevnou horninou, prípadne priestorové zmeny hydrogeologických parametrov (porovitosť a obsah vody).

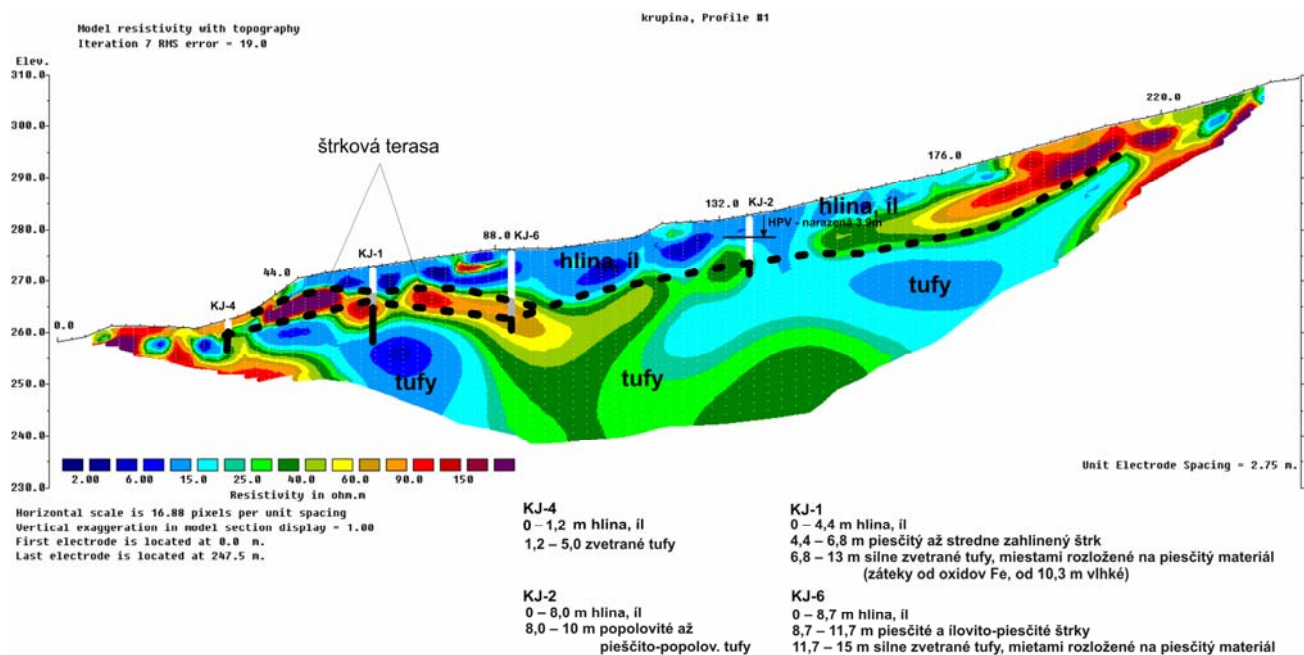
Geofyzikálne profile boli lokalizované najmä na objasnenie geologickej stavby územia a priebehu šmykových plôch v inžinierskogeologických profiloch, resp. na interpoláciu medzi vzdialenejšími vrtmi. Uskutočnili sa merania na 3 profiloch s celkovou dĺžkou 632,5 m.

Prvý profil dlhý 247,5 m bol situovaný cez telo zosuvu. Druhý profil dlhý 214,5 m bol situovaný rovnobežne asi 90 m severne od prvého profilu. Tretí profil dlhý 170,5 m bol situovaný kolmo na predchádzajúce dva merané profile. Situácia geofyzikálnych profilov je znázornená na obr. 3.

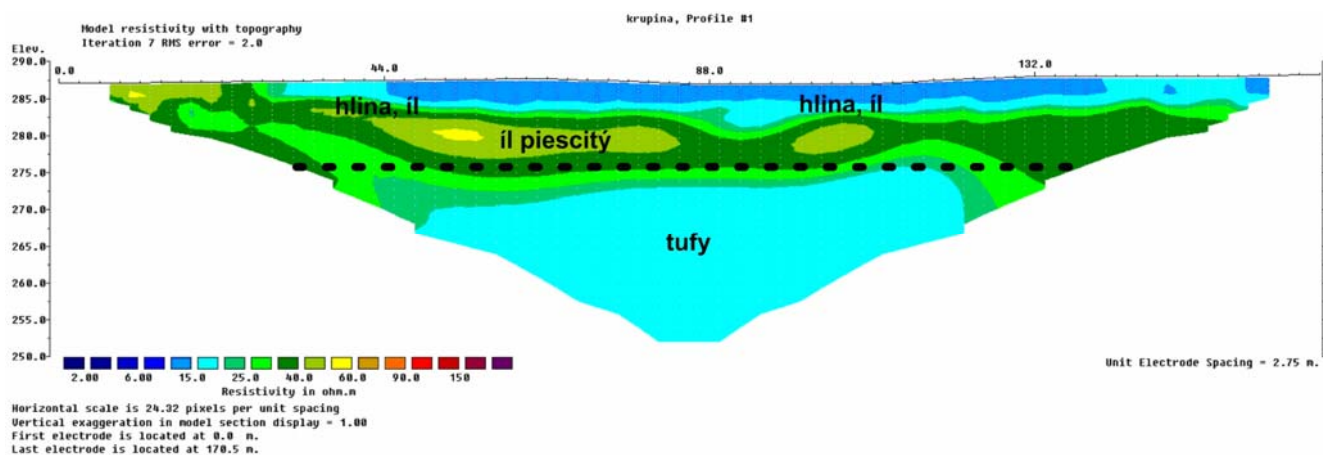
Zo znalosti lokálnej geológie a výsledkov vrtného prieskumu bolo možné detailne vyhodnotiť výsledky ERT na skúmanej lokalite. Geologické prostredie bolo na základe získaných výsledkov generalizované a následne rozdelené na tri časti. Prvá časť tvoria najmä íly (prvých 30 cm hĺbka) s hrúbkou 7 – 12 m, druhú časť tufty a pre tretiu sú



Obr. 4. Profil 1: elektrická odporová tomografia – 2D inverzný model.



Obr. 5. Profil 2: elektrická odporová tomografia – 2D inverzný model.



Obr. 6. Profil 3: elektrická odporová tomografia – 2D inverzný model.

charakteristické polohy štŕkov. Predpokladaná hranica medzi ílmi a štŕkami je na obr. 4, 5 a 6 vyjadrená čiernou čiarkovanou čiarou.

V profile 1 (obr. 4) v úseku 35 – 90 m sa nachádza štŕková terasa s merným elektrickým odporom (R_z) v intervale 100 – 200 Ωm . Túto polohu zachytili aj vrty KJ-1 a KJ-6. Vo vrchných častiach íly charakterizuje merný odpor 6 – 15 Ωm . Nachádzajú sa v nich polohy tufov so zvýšenou vlhkosťou (R_z 2 – 6 Ωm).

Samotné tufy, ktoré sa nachádzajú v hĺbke 7 až 12 m, sa prejavujú variabilitou R_z v intervale 20 až 60 Ωm , v závislosti od stupňa zvetrania, obsahu piesku a nasýtenia vodou.

V profile 2 (obr. 5) sa nachádzajú dve polohy štŕkov (R_z 100 – 200 Ωm). Prvá štŕková terasa je v úseku zhruba 39 – 68 m a druhá v úseku zhruba 77 – 95 m. Poloha ílov sa na profile prejavuje hrúbkou do 12 m a zdanlivým merným odporom R_z 2 – 6 Ωm . V tomto profile aj v ílovitých

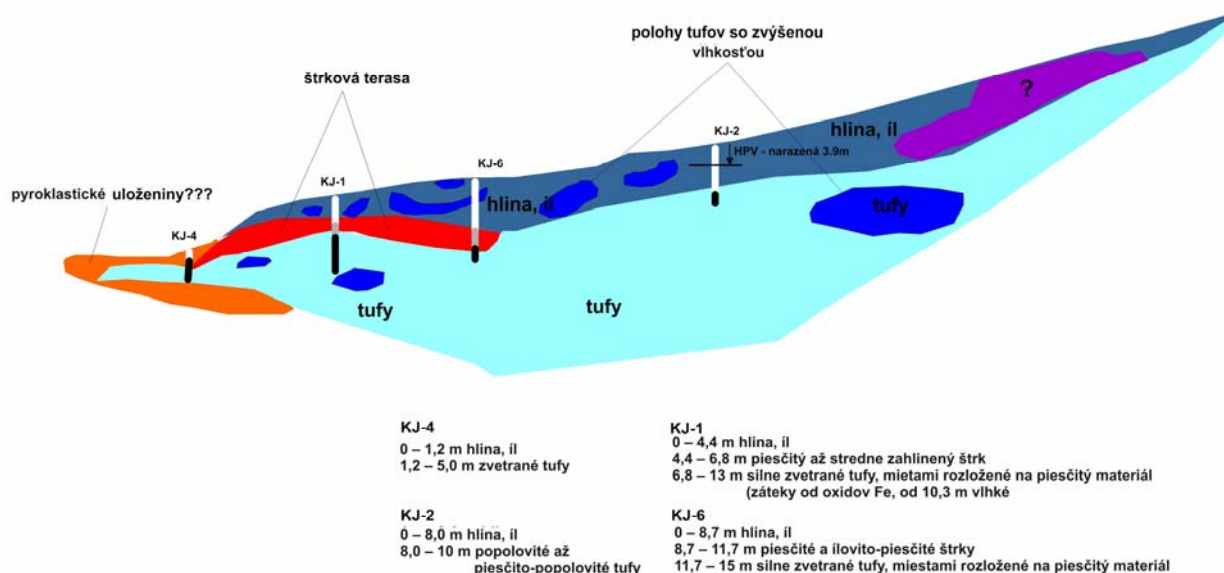
polohách sa nachádzajú tufy so zvýšenou vlhkosťou (R_z 2 – 6 Ωm).

V treťom profile (obr. 6) je vrstva ílov a piesčitých ílov do hĺbky asi 8 m. Pod touto polohou je súvislá vrstva tufov so zdanlivým merným odporom R_z 15 Ωm .

Na základe výsledkov geofyzikálnych a vrtných prác na profile 1 bol interpretovaný geologický rez zobrazený na obr. 7.

3.3. Meračské práce

Meračské práce pozostávali z polohopisného a výškového zamerania 7 prieskumných vrtní, inžinierskogeologického profilu a 3 geofyzikálnych profilov s celkovou dĺžkou 632,5 m a podrobného zamerania čela zosuvu a ohrozených objektov s cieľom navrhnúť okamžité sanačné opatrenia. Pri meraniach bol použitý GNSS prístroj kategórie GIS so submetrovou presnosťou zaznamenávania.



Obr. 7. Geologický rez interpretovaný na základe geofyzikálnych a vrtných prác.

Týmto prístrojom sa zaznamenali aj líniové trajektórie všetkých významných terénnych prvkov zosuvu – odľučných hrán, priečných a pozdĺžnych trhlín, ako aj okrajov akumuláčného valu.

3.4. Laboratórne práce

V laboratóriu inžinierskej geológie ŠGÚDŠ sa na základe objednávky a v zmysle príslušných STN a EN vykonali laboratórne rozborov vzoriek zeminy z lokality Krupina. Celkovo sa vykonalo 22 klasifikačných rozborov, 7 skúšok na stanovenie reziduálnych šmykových parametrov, 10 skúšok na stanovenie efektívnych šmykových parametrov a 11 skúšok pevnosti hornín pri bodovom zaťažení.

Na zistenie reziduálnych a efektívnych šmykových parametrov sa použili čelust'ové šmykové prístroje so štvorcovým prierezom vzorky. Rozmery vzoriek boli 60 x 60 mm s výškou 15 mm. Vzorky sa konsolidovali 8 hodín a rýchlosť šmykania bola $0,004 \text{ mm} \cdot \text{s}^{-1}$.

3.5. Geologické práce

Geologické práce pozostávali z rozsiahleho súboru činností. Počas ich riešenia bol zostrojený inžinierskogeologický profil v mierke 1 : 500, ktorý predstavoval podklad na analýzu stabilitných pomerov územia. Vyhodnotili sa geotechnické vlastnosti zemín a hornín, na základe ktorých bolo možné v zostavenom stabilitnom modeli kvantifikovať stupeň stability. V zabudovaných vrtoch sa počas riešenia úlohy merala hladina podzemnej vody. V širšom území zosuvu sa vykonalo inžinierskogeologické mapovanie. Všetky získané výsledky sa vyhodnotili v záverečnej správe.

3.5.1. Zostrojenie inžinierskogeologických profilov

Inžinierskogeologický profil 1 – 1' bol zostavený na základe vrtných, meračských a geofyzikálnych prác v oblasti, v ktorej v období jeseň/zima 2010/2011 boli poškodené, resp. ohrozené stavebné a iné objekty. V aktívnej

časti, ktorá sa nachádza na úpätí svahu, sa vypočítala aj jeho stabilita (obr. 8).

3.5.2. Meranie hladiny podzemnej vody

Meranie hladiny podzemnej vody v zabudovaných vrtoch sa vykonávalo v čase prieskumných prác a po ich skončení až do záverečného spracovania úlohy. Cieľom bolo zistiť závislosť kolísania hladiny podzemnej vody od klimatických podmienok a zistiť maximálne hladiny. Tento časový úsek vzhľadom na termín úlohy bol krátky, údaje však bude možné využiť pri následnom monitoringu a realizácii sanačných prác. Budú sa dať využiť najmä na overenie efektivity odvodňovacích sanačných prvkov a spresnenie maximálnych úrovní hladiny podzemnej vody. Výsledky vykonaných meraní sú zhrnuté v tab. 1.

3.5.3. Inžinierskogeologické mapovanie

Inžinierskogeologické mapovanie sa sústredilo na zosuvné územie a príľahlé časti. Zahŕňalo prednostne tie miesta, kde sa v roku 2010/2011 oživil pohyby a existuje tam reálna hrozba poškodenia súkromného alebo obecného majetku, stavebných alebo iných objektov. Zameralo sa na zistenie inžinierskogeologických pomerov, stanovenie rozsahu a typu novovzniknutých aj starších svahových deformácií, objasnenie príčin ich vzniku a na posúdenie ich aktivity a nebezpečnosti a aktuálneho stabilitného stavu.

Výsledkom tohto mapovania je špeciálna inžiniersko-geologická mapa v mierke 1 : 2 000 (obr. 9) znázorňujúca územie s rozlohou zhruba $192\,492 \text{ m}^2$. Na mape sú vyčlenené inžinierskogeologické rajóny a podrajóny a zamerané svahové deformácie, stavebné objekty, línie inžinierskogeologického a stabilitného profilu a realizované vrtné diela.

4. Charakteristika svahovej deformácie

Zosuv Krupina-Nad kotlom je znázornený na špeciálnej inžinierskogeologickej mape a inžinierskogeologickom profile 1 – 1' (obr. 8, 9). Svahová deformácia na tejto loka-

Tab. 1. Úrovně hladiny podzemnej vody – v metroch pod terénom (m p. t.).

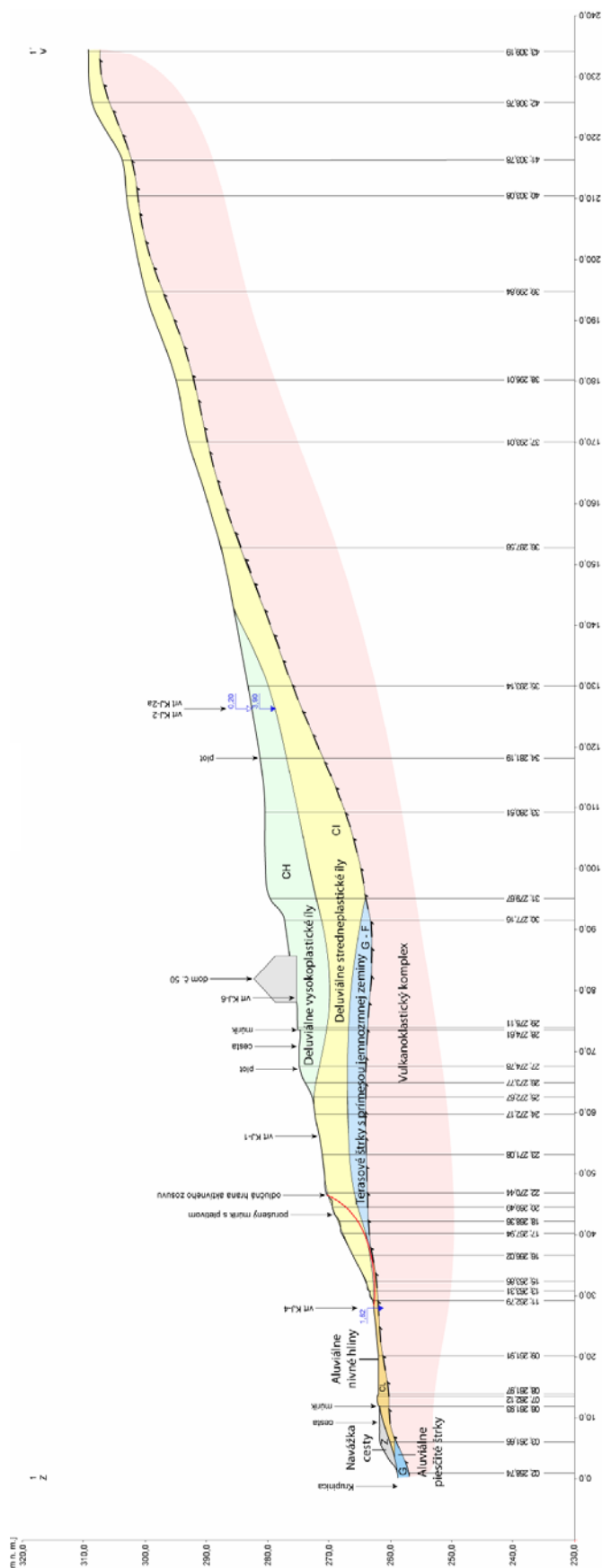
Označenie vrtu/dátum merania	24. 2. 2011	3. 3. 2011	19. 4. 2011	10. 5. 2011
KJ-1	suchý	nemerané	nemerané	nemerané
KJ-2A	0,2	0,2	0,2	2,22
KJ-3	suchý	suchý	suchý	suchý
KJ-4	suchý	nemerané	nemerané	nemerané
KJ-5	11,4	11,4	11,1	11,67
KJ-6	14,6	suchý	suchý	13,07

lite je súčasťou potenciálneho zosuvného územia tiahnuceho sa vo svahu od alúvia Krupinice až po lom s miestnym názvom Baňa. V tomto území sa v rokoch 2010/2011 niekoľkonásobne aktivizoval zosuv na hrane svahu, ale prejavili sa aj plazivé pohyby v celej študovanej oblasti. Najväčšie riziko v tomto území predstavujú dve aktívne zosuvné formy. Prvou je aktívny zosuv vyvinutý na päte svahu (v akumuláčnej časti potenciálneho zosuvu), ktorý sa nachádza na rozhraní svahu a aluviálnej nivy Krupinice na ploche 415 m² (dĺžka asi 19 m, šírka 40 m a hrúbka zosuvných hmôt 3 – 4 m). Tento zosuv vážne porušil oplietenie parcely 1 134/4 a jeho čelo čiastočne prekrylo pozemok na parcele 1 161/1. Ohrozené boli domy nad zosuvom aj pod ním. Druhou zosuvnou formou je plazivá svahová deformácia v odlučnej a transportačnej oblasti potenciálneho zosuvu s plochou 36 040 m² (dĺžka 149 m, šírka 266 m a hrúbka zosuvných hmôt 4 – 6 m). Tento zosuv poškodil 1 rodinný dom a ohrozil ďalšie domy a parcely. Príčinou vzniku oboch aktívnych zosuvných foriem boli nadmerné a dlhotrvajúce zrážky a dotovanie územia povrchovou zrážkovou vodou, pri ktorých nastalo vysoké nasýtenie zemín vodou a znížila sa ich šmyková pevnosť v dôsledku zmien konzistencie. K vzniku aktívnych zosuvov prispel aj ďalší, antropogénny faktor, a to priťaženie svahu navážkami a vybudované oplietenie s betónovým múrikom. Keďže priamo v telese zosuvu nebolo možné realizovať prieskumné vrtné práce, profil 1 – 1' prechádza cez jeho južnú časť. Na zostrojenie inžinierskogeologického rezu 1 – 1' sa použili informácie z vyhlbených prieskumných vrtov KJ-1, KJ-2, KJ-2A, KJ-4 a KJ-6.

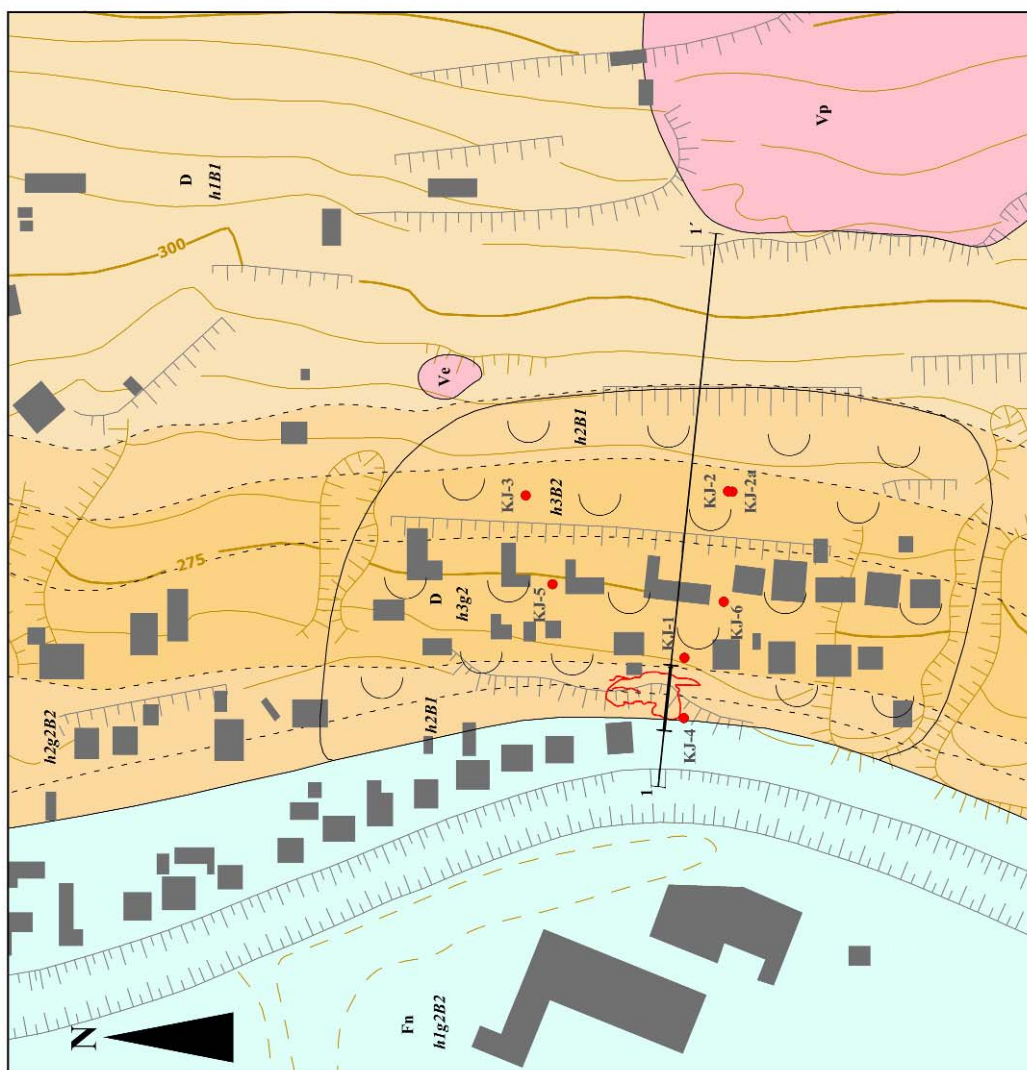
4.1. Inžinierskogeologické pomery a geotechnické vlastností zemín a skalných hornín

Podkladom na stanovenie inžinierskogeologických pomerov a geotechnických vlastností zemín a skalných hornín bolo makroskopické posúdenie vrtných jadier z realizovaných inžinierskogeologických vrtov a stien prieskumných rýh a laboratórne práce. Laboratórne práce mechaniky skalných hornín a zemín sa realizovali v laboratóriu ŠGÚDŠ.

Na základe vykonaných geologických prác na úrovni orientačného inžinierskogeologického prieskumu na základe laboratórnych skúšok boli v zosuvnom území vyčlenené litologické formácie kvartérnych sedimentov a neovulkanitov pozostávajúce z viacerých litologických komplexov.



Obr. 8. Inžinierskogeologický profil 1 – 1'.



ÚČELOVÁ INŽINIERSKOGEOLOGICKÁ MAPA

Zostavili: Pavel Liščák a Peter Ondrejka

0 50 100 m

M 1 : 2 000

Legenda

- Fn rájón náplavov nížinných tokov
- D rájón deluviálnych sedimentov, ktorých hrúbka je väčšia ako 5 m (h3)
- D rájón deluviálnych sedimentov, ktorých hrúbka je od 2 do 5 m (h2)
- D rájón deluviálnych sedimentov, ktorých hrúbka je menšia ako 2 m (h1)
- Vp rájón pyroklastických hornín
- Ve rájón epiklastických hornín
- aktívny zosuv z roku 2010/2011
- potenciálne zosuvné územie
- KJ-4 vrt realizovaný počas prieskumných prác
- 1-1' línia inžinierskogeologického profilu 1 - 1'
- línia výpočtového profilu

Obr. 9. Účelová inžinierskogeologická mapa.

4.1.1. Formácia kvartérnych sedimentov

Komplex deluviálnych sedimentov

Íl s vysokou plasticitou (CH, F8) sa zistil vo vrtoch od povrchu terénu do hĺbky 4,0 m. Vyznačuje sa tuhou konzistenciou, miestami pevnou. Počas vrtných prác sa však zistili aj stavy na rozhraní mäkko-tuhej konzistencie. Hlina je tmavohnedej až hnedej farby, s ojedinelým výskytom rozložených a silne zvetraných úlomkov tufov (s veľkosťou 0,5 – 1,0 cm) sivej farby a s občasným výskytom zuhoľnatených organických látok v horizonte do 2 m.

Íl so strednou plasticitou (CI, F6) sa zistil vo všetkých vrtoch okrem jedného do hĺbky 0,4 – 8,5 m pod povrchom terénu, dominuje v hĺbke väčšej ako 3 m. Má prevažne tuhú, ojedinile pevnú konzistenciu (vrt KJ-2, 3,0 až 3,2 m). Je svetlohnedej, hnedej až sivohnedej farby, lokálne s výskytom hrdzavých šmúh a jemne piesčitých polôh, miestami s úlomkami intenzívne zvetraných až rozložených tufov pestrých farieb.

Íl s veľmi vysokou plasticitou (CV, F8) tuhej až tuho-mäkkej konzistencie sa zistil vo vrte KJ-3 vo vzorke odobranej z horizontu 1,3 – 1,4 m. Je hnedastý, s výskytom Mn zátekov čiernohnedastej farby.

Íl s nízkou plasticitou (CL, F6) svetlohnedej farby sa zistil vo vrte KJ-5 vo vzorke odobranej z horizontu 8,1 až 8,2 m pod povrchom terénu (v nadloží terasových štrkov).

Hlina so strednou plasticitou (MI, F5) bola identifikovaná vo vrte KJ-1 vo vzorke odobranej z horizontu 4,1 až 4,3 m. Ide o hrdzavohnedé zeminy fluviálneho pôvodu, silne piesčité, vlhké, tuhej konzistencie, s výskytom Mn konkrécií (s veľkosťou 0,1 – 0,3 cm) čiernohnedastej farby a hrdzavými povlakmi Fe, s náznakmi subhorizontálneho zvrstvenia (5°).

Piesčitá hlina (MS, F3) bola identifikovaná vo vrte KJ-6 vo vzorke odobranej z horizontu 14,5 – 15,0 m.

Komplex fluviálnych (terasových) sedimentov

Štrk s prímiesou jemnozrnej zeminy (G3, G-F) bol identifikovaný vo vrtoch KJ-1, KJ-5 a KJ-4. Ide o terasové štrky. Štrky sú tmavohnedé, nevytriedené, piesčité, s výskytom aj ílovito-piesčitých nepravidelných polôh (s hrúbkou 3,0 – 6,0 cm). Obliakový materiál tvoria prevažne andezity, stredne až dobre opracované, s veľkosťou 1,0 až 6,0 cm, na báze sa miestami vyskytli obliaky väčšie ako 10,0 cm. Objemový obsah piesčitej zložky je 35 – 40 %. Terasové štrky boli pri vŕtaní mierne vlhké, bez zistenia hladiny podzemnej vody. Vo vrte KJ-1 sa prítomnosť podzemnej vody nezistila ani na druhý deň po zabudovaní vrtu. Vo vrtoch KJ-5 a KJ-6 na báze terasových štrkov kolíše hladina podzemnej vody v rozmedzí 11,1 až 11,67 m pod povrchom terénu, resp. 14,6 až 13,07 m pod povrchom terénu – pozri tab. 1.

4.1.2. Formácia neovulkanitov

Komplex andezitových vulkanoklastík (tufov s polohami tufitov)

Horniny tohto litologického komplexu tvoria podložie skúmaného zosuvného územia. Prítomné sú pestrofarebné epiklastické pieskovce s laterálnou prítomnosťou sporadic-

kých planárnych pyroklastických brekciových tokov, ako aj epiklastické vulkanické konglomeráty hruboklastického až blokového typu.

V rámci prieskumu sa uskutočnili odbory vzoriek skalných hornín z výnosu jadra z niektorých prieskumných vrtov a z dostupných okolitých odkryvov. Na uvedených vzorkách sa vykonali vybrané analýzy na stanovenie fyzikálnych vlastností, ako aj bodová zaťažovacia skúška PLT s cieľom určiť orientačnú hodnotu pevnosti v prostom tlaku.

Zo získaných výsledkov laboratórnych skúšok vyplýva, že uvedený komplex sa vyznačuje mimoriadnou pestrosťou fyzikálno-mechanických vlastností. V prvom rade ide o veľkú litologickú nerovnorodosť, ktorá je podmienená prítomnosťou andezitových fragmentov a blokov v tufovej základnej hmote (nízka objemová hmotnosť). V neďalekom lome sa dokonca zaznamenala prítomnosť pemzy. Hodnoty pevnosti hornín pri bodovom zaťažení I_{s50} sa pohybovali od 0,52 do 6,39, priemerná hodnota bola 2,57. Použitím korelačného koeficientu $K = 21$ sa zistené údaje prerátali na hodnoty pevnosti v prostom tlaku σ_c a pohybovali sa od 11,48 do 140,68 MPa, priemerná hodnota predstavovala 56,49 MPa.

K nerovnorodosti masívu prispieva aj rôzny stupeň alterácie, predovšetkým zvetrania, pričom selektívne zvetrávanie postihuje tufovú zložku.

Odvođená pevnosť v prostom (jednoosovom) tlaku umožňuje zaradiť horniny tohto komplexu medzi poloskalné horniny s nízkou až veľmi nízkou pevnosťou.

4.2. Hydrogeologické pomery a zhodnotenie režimového pozorovania

V čase realizácie prieskumných prác sa podzemná voda zistila v podložných horninách vo vrtoch KJ-2A, KJ-5 a KJ-6. Vo vrtoch KJ-1, KJ-3 a KJ-4 sa podzemná voda nezistila, ale zeminy miestami vykazovali značnú vlhkosť. Vo vrte KJ-2 bola hladina podzemnej vody narazená v hĺbke 3,9 m (20. 2. 2011) a po 1,5 hodine vystúpila na 3,6 m p. t. Keďže bol záujem zistiť prípadný druhý horizont podzemnej vody, vrt KJ-2 bol prepažený a prenikol až do neogénneho tufového podložia do hĺbky 10 m, pričom sa však druhý horizont nezistil. Následne 21. 2. 2011 sa pristúpilo k realizácii pozorovacieho vrtu KJ-2A. Vrt bol vystrojený PVC perforovanou pažnicou s priemerom 70,0 mm do hĺbky 5,0 m s obsypáním. Hĺbka hladiny podzemnej vody po zabudovaní vrtu KJ-2A bola 0,2 m (22. 2. 2011 o 12.30 hod.) od úrovne terénu. Podzemná voda mala teda pomerne veľký vztlak, ale slabý prítok do vrtu. Tieto informácie sú prehľadne spracované v tab. 2.

Tab. 2. Režimové pozorovania zmeny hladiny podzemnej vody.

Označenie vrtu		KJ-2A	KJ-5	KJ-6
Hĺbka [m]		5,0	14,5	15,0
HPV v m pod terénom	narazená	3,9	11,4	14,6
	ustálená	0,2	11,4	14,6
Vztlak [m]		3,7	0	0
Max. hladina podzemnej vody počas režimových meraní [m p. t.]		0,2	11,1	13,07
Min. hladina podzemnej vody počas režimových meraní [m p. t.]		2,22	11,67	suchý

Vrty KJ-2A, KJ-5 a KJ-6 boli zabudované perforovanou plastovou pažnicou ako hydrogeologické monitorovacie objekty (piezometre) a uskutočňovali sa v nich manuálne merania hladiny podzemnej vody. Vo vrtoch sa realizovalo celkovo 5 meraní. Obdobie pozorovania bolo krátke a navyše, počas neho sa neprejavila výraznejšia zrážková činnosť. Preto sa hladina podzemnej vody podstatne nemenila a nemalo zmysel ani vyhodnotiť reakciu zmien hladiny podzemnej vody na zrážkové úhrny. V pozorovanom období dochádzalo k veľmi miernemu stúpaniu hladiny podzemnej vody len vo vrte KJ-5. Hladinu podzemnej vody by bolo vhodné monitorovať v ďalšom období, najmä v období po realizácii sanácie zosuvného územia.

Doterajšie hydrogeologické poznatky poukazujú na vplyv podzemnej vody plytkého horizontu na rozvoj zosuvného procesu. Predpokladáme, že hlavnou príčinou aktivizácie zosuvu v roku 2010 bolo nasýtenie zemného masívu infiltrovanou vodou spojené so znížením fyzikálno-mechanických parametrov prostredia, a to **najmä konzistencie**. Vo vysoko až veľmi vysoko plastických íloch sa prejavujú aj objemové zmeny hornín.

Skrátený rozbor chemických vlastností podzemnej vody vykonali geoanalytické laboratória ŠGÚDŠ. Z hľadiska **agresivity** v lokalite odberu vzoriek podzemnej vody v daných hydrogeologických podmienkach sú prevýšené limity sledovaných ukazovateľov agresivity vody tak proti betónu, ako aj proti oceli. V zmysle STN EN 206-1 stupeň agresivity podzemnej vody pôsobením na betón vo vzorke z KJ-2a je XA1 (slabá agresivita) (tab. 3). V lokalite odberu vzoriek podzemnej vody v daných hydrogeologických podmienkach v dôsledku prítomnosti agresívneho oxidu uhličitého sa môže prejavovať uhličitá agresivita vody pri pôsobení na betón. Koncentrácia agresívneho oxidu uhličitého podľa STN EN 206-1 zodpovedá prostrediu s nízkou agresivitou, ktorému prislúcha primárna ochrana betónovej konštrukcie (protikorozívne opatrenia XA1). Betón musí byť vodotesný, s najvyšším prípustným vodným súčiniteľom $V/C = 0,55$. Kvôli prítomnosti prostredia s nízkou agresivitou je potrebné hrúbku krycej betónovej vrstvy ocelevej výstuže upraviť na podmienky daného prostredia.

V dôsledku zvýšenej mernej vodivosti a prítomnosti agresívneho oxidu uhličitého môže voda pôsobiť na ocelové konštrukcie korozívne.

Tab. 3. Skrátený rozbor chemických vlastností podzemnej vody.

Meraná veličina/ parameter/znak	Meracia jednotka	Vzorka 11-000952 KJ-2a	Vzorka 11-000953 KJ-5
pH		6,54	6,79
El. konduktivita 25 °C	mS . m ⁻¹	19,3	82,1
Cl ⁻	mg . l ⁻¹	2,7	35,7
(SO ₄) ²⁻	mg . l ⁻¹	16,9	73,9
Mg ²⁺	mg . l ⁻¹	5,99	23,4
CO ₂ agr.	mg . l ⁻¹	30,6	13,8

4.3. Stabilitné posúdenie zosuvného svahu

V študovanom území sa stabilitné pomery posudzovali v reprezentatívnom profile 1 – 1' (obr. 8). Podkladom na jeho skonštruovanie boli prieskumné vrty, geofyzikálne merania, geodetické zameranie profilu v mierke 1 : 500

a obhliadka územia. Výpočet stability sa robil na šmykovej ploche aktívneho zosuvu. Hladina podzemnej vody nebola vo výpočtoch zohľadnená, pretože počas prieskumných a sanačných prác nebola overená v prieskumných dielach.

Výpočty stability sa robili výpočtovou metódou podľa Sarmu pomocou programu GEO4 (FINE, spol. s r. o.). Geotechnické charakteristiky zosuvného delúvia použité vo výpočtoch určené z laboratórnych rozborov predstavovali reziduálne parametre šmykovej pevnosti, a to uhol vnútorného trenia $\phi_r = 6,48^\circ$, súdržnosť $c_r = 6,97$ kPa a objemová tiaž $\gamma = 18,09$ kN . m⁻³. Hodnota reziduálneho uhla vnútorného trenia stanovená laboratórne (ϕ_r) sa overila metódou spätnéj analýzy z výpočtov stability podľa Sarmu. Vypočítaná výsledná hodnota stability (Fs) bola **Fs = 0,96**. Vzhľadom na aktivitu zosuvu a hydrogeologické pomery posudzovaného územia ju možno považovať za reálnu.

Stabilita na šmykovej ploche sa počítala bez vplyvu hladiny podzemnej vody. Nemožno však vylúčiť, že počas extrémnych zrážkových úhrnov (podobných ako v roku 2010), najmä v jarných mesiacoch, nastane saturácia zosuvného telesa.

4.4. Okamžité protihavarijné opatrenia

Aby nenastala ďalšia devastácia čela zosuvu jeho retrográdnym rozšírením pozdĺž ďalšej šmykovej plochy smerom k domu č. 44, resp. k domu č. 12 v kritickej časti zosuvného územia, bolo potrebné vykonať okamžité protihavarijné opatrenia.

Okamžité protihavarijné opatrenia pozostávali z 2 drenážno-stabilizačných rebier rozvetvených do strán a z prípravy odvedenia prípadnej zachytenej podzemnej vody do toku Krupinice. Realizácii rebier predchádzalo vyhlbenie dvoch prieskumných rýh (obr. 10) až do podložínych terasových štrkov, resp. do podložínych vulkanoklastík, teda pod úroveň šmykovej plochy, a zemné práce s celkovým objemom premiestnenej, resp. odvezenej zeminy 300 m³.



Obr. 10. Hĺbenie prieskumnej ryhy 1 (foto P. Liščák).

Drenážno-stabilizačné rebra boli navrhnuté na zlepšenie fyzikálno-mechanických vlastností zemín, a predovšetkým na zamedzenie akumulácie povrchovej a podzemnej vody vo svahu tak, aby sa umožnil rýchly odtok podzemnej vody zo svahu, zvlášť v klimaticky nepriaznivých

obdobíach. Obidve rebrá sú rozvetvené na ľavej aj pravej strane dvomi vetvami.

V spodnej časti rebier je umiestnená drenážna perforovaná flexirúra z PVC s Ø 100 mm (obr. 11). Samotné telo rebier bolo vyplnené drveným kamenivom frakcie 32/63 z neďalekého andezitového lomu Hanišberg v celkovom objeme približne 100 m³.



Obr. 11. Inštalácia drenážnej trubice typu „husí krk“ do kameninového lôžka v prieskumnej ryhe 1 (foto P. Liščák).

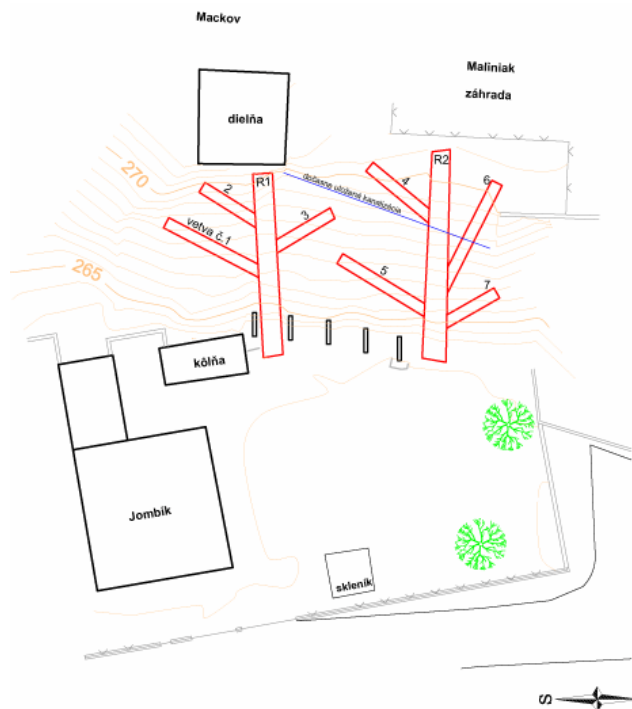
Po osadení rebier aj s vetvami sa terén vytvaroval a splaníroval do súčasnej podoby a bol osiaty trávovou zmesou, aby sa zabránilo prípadnej erózii v dôsledku prívalových dažďov (obr. 12). Drénovaná podzemná voda bola vyústená do zbernej šachty, z ktorej sa odviedla do povrchového toku Krupinice. Situácia osadených rebier a vetiev je na obr. 13.



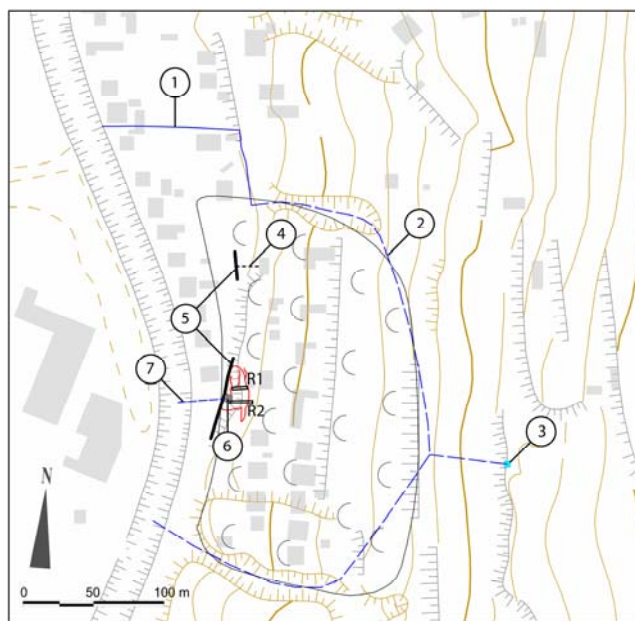
Obr. 12. Pohľad na svah po realizácii okamžitých sanačných opatrení (foto T. Bvoc).

5. Ideové odporúčania na návrh sanačných prác

Drenážno-stabilizačné rebrá situované do výkopu prieskumných rýh boli vytvorené len v najnutnejšom rozsahu a dĺžke, čo bolo limitované dostupnými financiami. Na



Obr. 13. Situácia realizovaných prieskumných rýh a následne zabudovaných drenážno-stabilizačných rebier.



Obr. 14. Ideový návrh sanačných opatrení.

1 – pravdepodobne nefunkčná jestvujúca kanalizácia; 2 – navrhovaná drenáž; 3 – pôvodná studňa slúžiaca potrebám lomu; 4 – navrhované drenážno-stabilizačné rebrá; 5 – navrhované gabionové múry; 6 – navrhovaná zberná šachta k jestvujúcim drenážno-stabilizačným rebrám R1 a R2; 7 – navrhované odvedenie vody zo zbernej šachty do toku Krupinice.

celkové dlhodobé zabezpečenie svahu boli odporúčané nasledujúce opatrenia:

1. drénovanú podzemnú vodu z drenážno-stabilizačných rebier vyústiť do zbernej šachty, ktorú vybuduje a bude spravovať mesto Krupina; z tejto šachty sa voda odvedie do povrchového toku Krupinice (toto opatrenie sa zrealizovalo na jeseň 2011);

2. dobudovať gabionový múr s drenážno-stabilizačným zásypom v dĺžke asi 40,0 m na mieste okamžitej sanácie (toto opatrenie by sa malo zrealizovať na jar 2012);

3. vybudovať drenážno-stabilizačné rebrá aj na ďalších miestach na exponovanom svahu (ako je to naznačené na mape ideového návrhu sanácie na obr. 14), prípadne vybudovať ich v kombinácii s gabionovými múrmi;

4. v hornej časti potenciálneho zosuvu pod cestou vedúcou k opustenému lomu vybudovať podpovrchovú drenáž v hĺbke okolo 2 m s využitím prirodzeného sklonu terénu na odvádzanie zachytenej vody smerom do erozívnych rýh, ktoré vymedzujú potenciálny zosuv; je potrebné

5. zistiť, či do horninového prostredia vstupuje aj voda z pôvodnej studne, ktorá slúžila na zásobovanie lomu počas jeho prevádzky;

6. zachytená voda by sa mala drenážnou ryhou umiestnenou do nezamrzajúcej hĺbky odvieť v spáde erozívnych rýh do povrchového toku Krupinice.

V oblasti je potrebné zrealizovať ďalšie prieskumné práce zamerané na definovanie funkčnosti existujúcej kanalizácie. Podľa ústnej informácie od miestnych obyvateľov je kanalizácia nachádzajúca sa približne pod židovským cintorínom nefunkčná v dôsledku povodne, ktorá kulminovala 4. 6. 2010.

Doplňujúce inžinierskogeologické prieskumné vrty alebo šachtice je vhodné situovať do miest sekcií gabionových múrov. V prípade budovania drenážno-stabilizačných rebier v zmysle projektu sanačných prác možno prieskumné ryhy aplikovať tak, ako to bolo pri okamžitých sanačných opatreniach.

5. Záver

V meste Krupina na lokalite Nad kotlom sa v roku 2010, a najmä na prelome rokov 2010/2011 výrazne aktivoval svahový pohyb, ktorý predstavoval priame aj nepriame ohrozenie stavieb, majetku či života obyvateľov.

Hlavnou príčinou zosúvania boli výdatné a dlhotrvajúce **zrážky**. Vznik zosuvu podmienili z hľadiska zosúvania priaznivé inžinierskogeologické pomery – svahy budované deluviálnymi, vysoko plastickými ílmi, existencia starších zosuvných delúvií, strmosť svahov a niektoré nevhodné antropogénne zásahy do geologického prostredia, ako je prítlačenie svahu. K aktivizácii zosuvu mohol prispieť aj nevhodný prienik zachytenej povrchovej vody zo širšieho územia v oblasti opusteného lomu do geologického prostredia.

Prieskumné práce a okamžité protihavarijné opatrenia sa vzhľadom na ich rozsah a zložitosť zrealizovali v mimoriadne krátkom čase. Preto nebolo možné zhodnotiť stabilitu svahových deformácií po vykonaných opatreniach. Na to je potrebné dlhšie obdobie a monitoring v čase extrémnych atmosférických zrážok.

Na dlhodobé zabezpečenie lokality bol vypracovaný ideový návrh potrebných sanačných prác a návrh ďalších

geologických prác. Týmto činnosťami by mal predchádzať inžinierskogeologický monitoring zameraný na režimové pozorovanie zmien hĺbky hladiny podzemnej vody a účinnosti vykonaných okamžitých protihavarijných opatrení. Monitoring by bolo vhodné robiť neprerušene až do realizácie sanačných prác, v rámci ktorých by sa v dostatočnom časovom predstihu vykonali aj navrhované doplňujúce geologické práce.

Vykonané geologické práce budú podkladom na vypracovanie projektu efektívnej sanácie zosuvného územia. Na zamedzenie nepriaznivých dosahov svahových pohybov je potrebné pristúpiť k sanačným prácam čo najskôr.

Špeciálna inžinierskogeologická mapa poskytuje miestnej správe podklad na tvorbu, resp. aktualizáciu územného plánu a rozhodovanie v stavebnom konaní pri povoľovaní, resp. obmedzovaní stavebnej činnosti v zosuvných územiach. Je potrebné, aby akákoľvek stavebná činnosť v zosuvnom území rešpektovala zníženú stabilitu svahov a aby jej predchádzalo odborné posúdenie inžinierskeho geológa, prípadne inžinierskogeologický prieskum.

Pri neuskutočnení dôslednej sanácie postihnutého územia hrozí jeho ďalšia pohybová aktivizácia a vznik nových škôd.

Literatúra

- Atlas krajiny Slovenskej republiky, 2002: 1. vyd. Bratislava, Ministerstvo životného prostredia SR – Banská Bystrica, Slovenská agentúra životného prostredia, 344 s.
- Jenočko, P., 2010: Krupina – IBV, zosuv na pozemku p. 1134/3, 1161/1 a príľahlých pozemkov. Inžinierskogeol. posudok.
- Káčer, Š. (ed.) et al., 2005: Digitálna geologická mapa SR v mierke 1 : 50 000. URL: http://www.geology.sk/?pg=geois.ms_gm50
- Konečný, V., Dublan, L. a Stolár, M., 1995: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000. Listy 36-343 (Krupina), 46-121 (Bzovík), 46-123 (Drienovo). Regionálny geologický výskum Slovenska – V. etapa. Čiastk. záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 108 s.
- Konečný, V., Lexa, J., Halouzka, R., Hók, J., Vozár, J., Dublan, L., Nagy, A., Šimon, L., Havrila, M., Ivanička, J., Hojstričová, V., Mihaliková, A., Vozárová, A., Konečný, P., Kováčiková, M., Fiľo, M., Marcin, D., Klukanová, A., Liščák, P. a Žaková, E., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Štiavnických vrchov a Pohronskeho Inovca. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 473 s.
- Liščák, P., Ondrejka, P., Brček, M., Dananaj, I., Baráth, I., Iglárová, L. a Melicherčík, J., 2011: Inžinierskogeologický prieskum havarijného zosuvu v obci Krupina, 01-11. Záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- STN 1998-1/NA/1 (73 0036): Eurokód 8. Navrhovanie konštrukcií na seizmickú odolnosť. Časť 1.: Všeobecné pravidlá, seizmické zaťaženia a pravidlá pre budovy.
- STN EN 206-1: Betón. Časť 1: Špecifikácia, vlastnosti, výroba a zhoda.
- Urban, F., 1957: Prieskum andezitových tufov 1957 – Krupina. Nerudný průzkum, Brno. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 43 s.

Kritické úrovne pri systémoch včasného varovania na zosuvoch

Critical levels in early warning systems on landslides

PETER ONDREJKA

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

Abstrakt. Škody spôsobené svahovými pohybmi v poslednom období iniciovali v odbornej, ale aj laickej verejnosti snahu o vypracovanie spôsobov včasného prognózovania aktivizácie týchto pohybov. Riešenie uvedeného problému sa stalo ešte nájstojčivejším po zosuvných udalostiach v rokoch 2010 a 2011, keď otázky prognózovania aktivizácie svahových pohybov, predovšetkým zosuvov, a vytvorenia systémov včasného varovania sa stali dôležitou súčasťou ochrany spoločnosti proti nepriaznivým vplyvom geodynamických procesov. Cieľom tohto príspevku je na základe skúseností z dlhodobého monitorovania načrtnúť rôzne možnosti vytvorenia varovných systémov na zosuvných územiach.

Kľúčové slová: zosuv, pohybová aktivita zosuvných hmôt, monitorovanie svahových pohybov

Abstract. The damages caused by slope movements in recent years initiated in professional, but also in the general public an effort to develop methods of early forecasting of these movements activation. Solving this issue has become even more urgent after landslide events in 2010 and 2011, when the need of forecasting of slope movements activation, especially landslides, and establishing early warning systems have turned out to be an important part of protecting the whole society against the adverse effects of geodynamic processes. The paper is based on the experience of a long-term monitoring and seeks different options for creating a warning system for landslide areas.

Key words: landslide, landslide activity, monitoring of slope movements

1. Úvod

Prítomnosť zosuvného fenoménu a jeho nepriaznivé dôsledky si ľudia uvedomovali už od nepamäti. Do povedomia celých generácií sa však tento jav dostával najmä v súvislosti s katastrofálnymi prejavmi a s tým súvisiacim rozsahom spôsobených škôd. Podobne je to aj v ostatnom období, keď v dôsledku ničivých účinkov zosuvných udalostí (z rokov 2010 a 2011) boli ohrozené a poškodené viaceré strategické stavby a obytné objekty. Znamenalo to stratu obydlija pre niekoľko desiatok ľudí (Liščák et al., 2010; Jánová et al., 2011; Jánová a Liščák, 2011; Žilka a Dunčko, 2011). V tejto súvislosti sa vynára viacero otázok zameralých nielen na to, ako podobným javom predchádzať, ale aj ako ich predvídať. Predikcia zosuvnej udalosti má význam najmä v územiach, v ktorých sú ľudské aktivity v priamom kontakte so zosuvným hazardom. Predvídať aktivizáciu zosuvnej udalosti však možno až na základe určitej úrovne poznania zákonitostí zmien (predovšetkým režimu podzem-

nej vody) v hodnotenom zosuvnom území. Preto aj táto práca vychádza z výsledkov systematického monitorovania svahových pohybov, zabezpečeného v rámci riešenia úlohy *Čiastkový monitorovací systém – Geologické faktory* (ČMS GF), ktorej objednávatelom je Ministerstvo životného prostredia SR a zhotovovateľom Štátny geologický ústav D. Štúra (Klukanová a Liščák, 1998). Zaznamenané časové rady pozorovaných faktorov vytvorili vhodnú informačnú bázu na definovanie vzťahov medzi jednotlivými pozorovanými zložkami. Vďaka tomu vznikol priestor na odvodenie kritických hodnôt, ktoré je možné uplatniť pri budovaní systémov včasného varovania pred aktivizáciou zosuvov.

Navrhované postupy odvodenia kritických hodnôt jednotlivých pozorovaných parametrov sú originálne, v niektorých prípadoch inšpirované poznatkami z riešenia analogickej problematiky v zahraničí (Jakob et al., 2006; Restrepo et al., 2009). Kvôli názornosti sú navrhované postupy aplikované v prostredí reálneho zosuvného územia Okoličné (neďaleko Liptovského Mikuláša). Stručná charakteristika tohto vybraného modelového územia predchádza vlastnému opisu metodiky odvodenia kritických úrovní pozorovaných parametrov pri rôznej kvalite aj kvantite vstupných údajov.

2. Charakteristika modelovej lokality

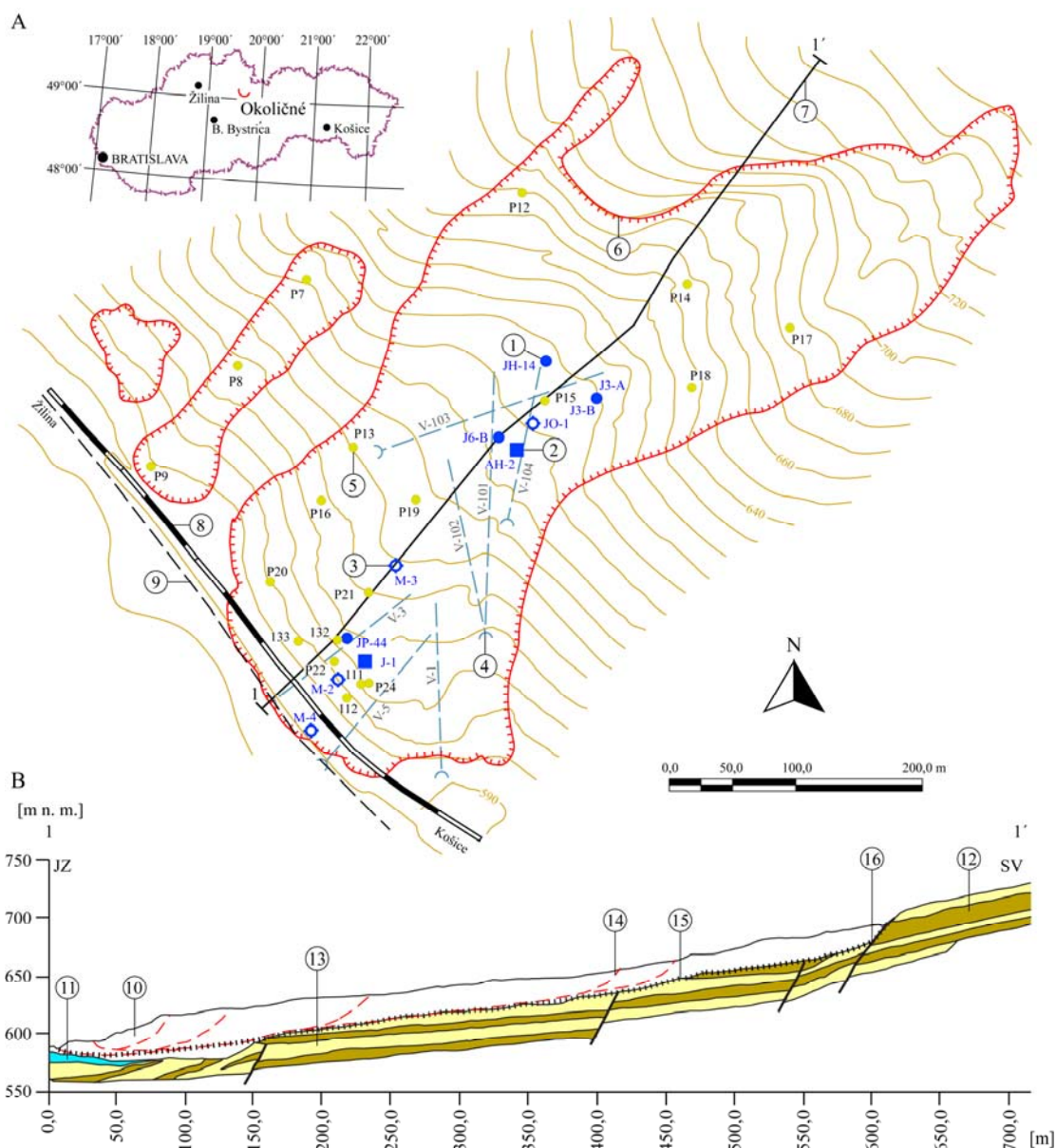
Zosuv Okoličné sa nachádza v severovýchodnej časti intravilánu mesta Liptovský Mikuláš na južnom svahu s kótou Háj (746,0). Zosuvný pohyb sa aktivizoval v roku 1949 počas zdvojkolajňovania železničnej trate, keď pri terénnych úpravách bol podrezaný svah budovaný vrstvami paleogénnych ílovcov a pieskovcov. Išlo o reaktiváciu staršej svahovej poruchy, ktorá v minulosti vznikla v dôsledku laterálneho podrezávania svahu riekou Váh. V snahe stabilizovať zosuvný svah sa na lokalite v rokoch 1953 až 1976 uskutočnilo niekoľko etáp prieskumných a sanačných prác, počas ktorých sa vybuďovalo viacero sanačných a monitorovacích objektov (Fussgänger et al., 1976). S cieľom získať dokonalejšie informácie o aktuálnom stabilnom stave svahu k týmto objektom neskôr pribúdali aj ďalšie vrátane automatického hladinomera pracujúceho v on-line režime.

V hodnotenom zosuvnom území sa vyvinulo viacero svahových porúch. Rozmerovo najvýraznejší zosuv má prúdový charakter s orientáciou hlavného pohybu zo SV na JZ (obr. 1A). Celková plocha postihnutého územia je

0,16 km². Západne od hlavného zosuvu vznikli v dôsledku nefunkčnosti starších odvodňovacích zariadení dva menšie zosuvy (obr. 1A).

Z geologického hľadiska sa na stavbe svahu podieľajú horniny vnútrokarpatského paleogénu a kvartérne uloženiny (obr. 1B). Paleogénne sedimenty majú flyšový charakter s prevládajúcou ílovcovou zložkou. Orientácia ich vrstvitosti je 290 až 310°/5 až 35°. Deluviálne sedimenty sú tvorené prevažne svahovými ílovitými hlinami, ktoré pri zvýšenom výskyte pevnejších úlomkov pieskoviec a ílovcov nadobúdajú charakter hlinitých a hlinito-kameňitých sutín. Čelo zosuvu je na vzdialenosť viac ako 50 m presunuté cez aluviálne štrkovité náplavy Váhu (Fussgänger et al., 1976 – obr. 1B).

Z hydrogeologického hľadiska možno v zosuvnom území vyčleniť viacero zvodnených horizontov. V dôsledku tektonicky porušených až rozlámaných lavíc pieskoviec sa podzemná voda dostáva pod málo priepustné až nepriepustné bariéry. Tým hladina podzemnej vody získava napätý charakter s piezometrickou výškou značne presahujúcou úroveň terénu. V nižších častiach svahu je v dôsledku svahového pohybu porušený pôvodný hydrogeologický režim. Výsledkom toho je vznik lokálnych zvodnených polôh. Tieto skutočnosti veľmi nepriaznivo ovplyvňujú stabilitné pomery svahovej deformácie. Na úpätí svahu sa drenážnymi vlastnosťami pozitívne prejavujú štrkovité a piesčité fluválne náplavy rieky Váh (obr. 1B).

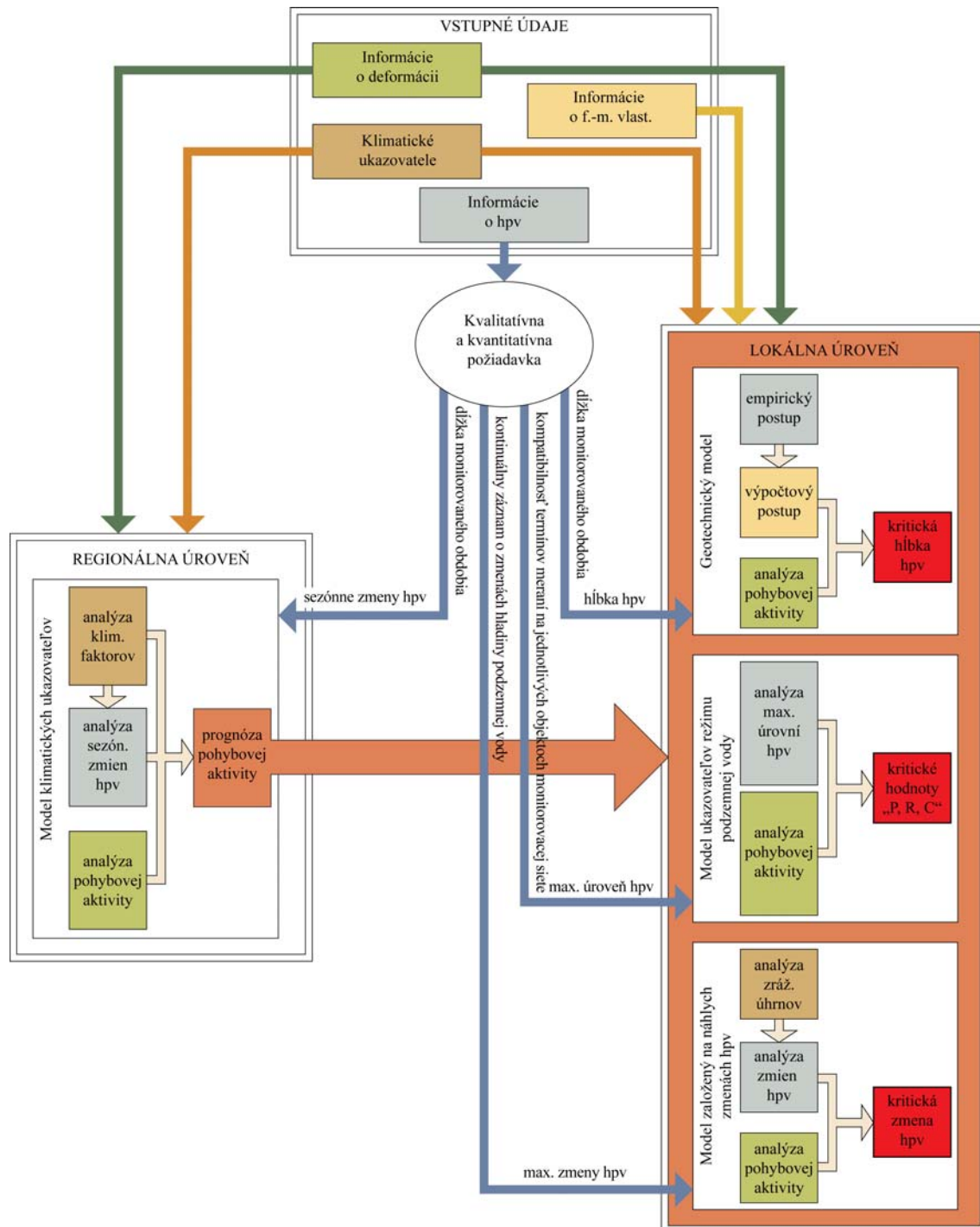


Obr. 1. Zosuvné územie Okoličné v severovýchodnej časti intravilánu mesta Liptovský Mikuláš. Vysvetlivky: A – situácia zosuvného územia, B – schematický geologický profil 1 – 1' (spracovaný podľa Fussgängera a Jadroňa, 1977). 1 – hydrogeologické vrty; 2 – hydrogeologické vrty so zabudovaným hladinomerom; 3 – inklinometrické vrty; 4 – subhorizontálne odvodňovacie vrty; 5 – body geodetickej siete; 6 – ohraničenie zosuvu; 7 – línia schematického profilu (1 – 1'); 8 – železničná trať Žilina – Košice; 9 – železničná vlečka; 10 – zosuvné delúvium a podložné zvetrané ílovce; 11 – sedimenty riečnej terasy Váhu; 12 – paleogénne pieskovce; 13 – paleogénne ílovce; 14 – parciálne aktívne šmykové plochy; 15 – bazálna šmyková plocha; 16 – neogénne zlomy.

3. Spôsoby odvodenia kritických hodnôt vybraných parametrov

V závislosti od mierky hodnotenia stabilných pomerov územia možno spôsoby odvodenia kritických hodnôt pozorovaných parametrov rozdeliť na dve základné úrovne (obr. 2). Prvá, prevažne regionálna úroveň má prognózný charakter (opísaná je v časti 3.1) a vychádza zo zovšeobecneného vzťahu medzi klimatickými faktormi, zmenami hladiny podzemnej vody a pohybovou aktivitou zosuvných hmôt. V druhej, podrobnejšej úrovni sa prechádza na detailnejšiu analýzu a hodnotenie konkrétnych prvkov zosuvného prostredia, predovšetkým však zmien

hladiny podzemnej vody. V súvislosti s tým boli vytvorené tri samostatné metodické postupy (opísané v častiach 3.2 až 3.4), ktoré obsahujú riešenie v prípade územia s rôznou kvalitou vstupných informácií o režimových zmenách úrovne hladiny podzemnej vody. Práve v dôsledku heterogenity dostupných informácií o zmenách hladiny podzemnej vody nie je možné celý sortiment odvodených postupov aplikovať na akomkoľvek zosuvnom území. Postup riešenia je navrhnutý tak (obr. 2), aby na zosuvoch monitorovaných v rámci úlohy ČMS – GF umožňoval spoľahlivo určiť kritické hodnoty aspoň prostredníctvom jedného z navrhovaných postupov.



Obr. 2. Schéma metodického postupu odvodzovania kritických hodnôt do systému včasného varovania na zosuvoch. Vysvetlivky: hpv – hladina podzemnej vody, f.-m. vlast. – fyzikálno-mechanické vlastnosti.

3.1. Model klimatických ukazovateľov

Podstatou modelu sú fungujúce varovné systémy prognózovania vzniku svahových pohybov, inštalované v rôznych častiach sveta (Jakob et al., 2006; Restrepo et al., 2009). Vychádza sa z predstavy, že vznik zosuvných udalostí súvisí s dlhším obdobím, ktoré predchádza aktivizácii svahového pohybu (Záruba a Mencl, 1987; Kopecký, 2004, 2007; Novotný, 2002).

Analýza klimatických faktorov

Vstupnou informačnou bázou o modelovej lokalite sú klimatické údaje získané z pravidelných meraní úhrnov zrážok a teploty vzduchu na stanici SHMÚ v Liptovskom Mikuláši-Ondrásovej (indikatív 11 878). Analýzovaním týchto klimatických faktorov sa ako najvhodnejší ukázal model hodnotenia efektívnych zrážok v polročnom cykle. Zistilo sa, že vo viacerých prípadoch práve klimatické údaje za šesťmesačné obdobie (apríl až september alebo október až marec) zaznamenali určitú predispozíciu, ktorá sa následne v dôsledku nepriaznivej klimatickej situácie prejavila rozvojom svahových pohybov. Základnou podmienkou dosiahnutia vierohodného výsledku bolo stanovenie množstva efektívnych zrážok, teda objemu tej časti vody, ktorá sa nevyparila a môže (ale nemusí, ak to hydraulické parametre podloží hornín neumožnia) infiltrovať do horninového prostredia. Výpočet množstva efektívnych zrážok vychádzal z určenia veľkosti evapotranspirácie (podľa vzťahu Thornthwaita, 1948, in Kopecký, 2001). Vplyv evapotranspirácie sa prejavoval najmä počas letných mesiacov. V zimnom období bolo pri stanovovaní efektívnych zrážok potrebné prihliadať najmä na kumuláciu zásob vody v podobe snehovej pokrývky. Na získanie prehľadu o tom, v akej forme zrážky dopadli na povrch (kvapalná alebo pevná zrážka) a či zaznamenané klimatické pomery vytvorili vhodné podmienky na ich kumuláciu, prípadne ich uvoľnenie (teda roztopenie), bol zavedený teplotný indexový model (Holko et al., 2005, in Pekárová a Szolgay, 2005). Na základe údajov o mesačnej evapotranspirácii a mesačných zrážkových úhrnoch (v zimných mesiacoch sa zohľadnila voda, ktorá sa uvoľňovala zo snehovej pokrývky) sa vypočítali hodnoty efektívnych zrážok v jednotlivých mesiacoch (Ondrejka, 2010).

Analýza režimových zmien hladiny podzemnej vody

Bázu na hodnotenie režimu podzemnej vody tvorili údaje získané z dlhodobého monitoringu samotného zosuvného územia. Údaje o hladine podzemnej vody prezentované na obr. 3 pochádzajú z vrtu JH-14, ktorý sa nachádza v centrálnej časti hlavného zosuvného územia (obr. 1A). Hladina v tomto vrte má výrazne vztlakový charakter, čo sa prejavuje prelivom cez ústie pažnice vrtu. Hodnoty výdatnosti boli za pomoci zaužívaných postupov (Mucha a Šestakov, 1987) prepočítané na piezometrickú výšku hladiny podzemnej vody (postup odvodenia podľa ústnej informácie RNDr. P. Malíka, CSc.). Z hľadiska stability ide o najnepriaznivejšiu monitorovanú hladinu podzemnej vody v zosuvnom území.

Korelácia medzi kumulatívnymi zrážkami a zmenou hladiny podzemnej vody umožnila odvodiť určité základné

vzťahy medzi porovnávanými faktormi. Z obrázka 3 vyplýva istý súvis medzi efektívnymi mesačnými zrážkami a zmenami hladiny podzemnej vody; medzi termínmi s najväčším zrážkovým úhrnom a náhlym stúpnutím hladiny podzemnej vody sa prejavuje určitá retardácia (obr. 3). Pri hodnotení dlhšieho časového radu údajov (10 rokov) čas retardácie nepresiahol 40 dní. Určitá disproporcía sa prejavuje medzi dosiahnutými maximálnymi efektívnymi mesačnými zrážkovými úhrnmi (najčastejšie v mesiaci marec) a zaznamenanou úrovňou hladiny podzemnej vody v čase jej kulminácie. Táto skutočnosť však priamo súvisí s maximálnym stavom z predchádzajúceho obdobia (obr. 3A, B, C).

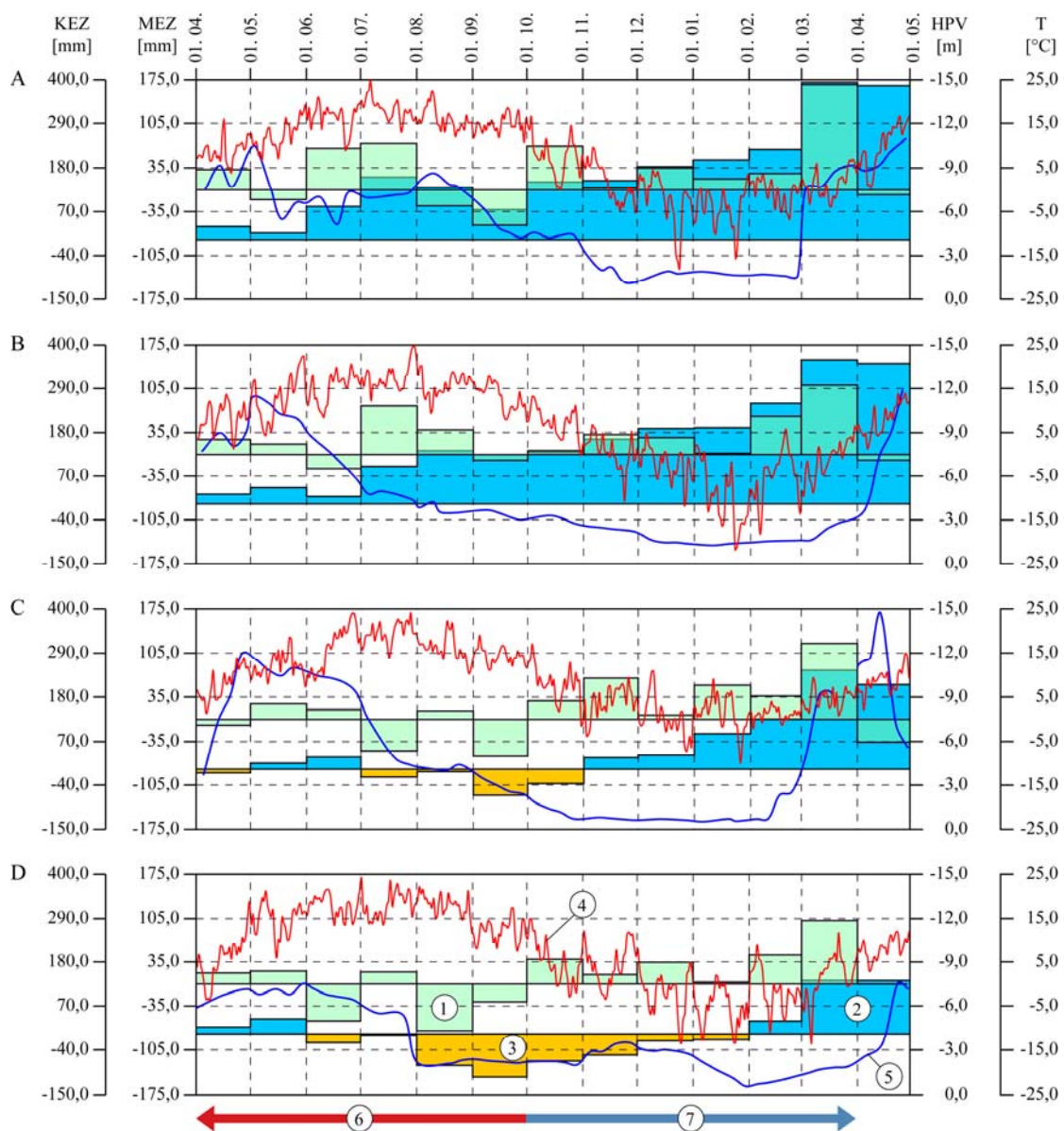
Pri hodnotení vzťahu klimatických ukazovateľov a hladiny podzemnej vody boli zohľadnené tri termíny meraní, ktoré poukazujú na určité sezónne vplyvy počas ročného cyklu. Prvý termín súvisí s obdobím topenia snehu na konci zimného obdobia, keď vo vrte JH-14 v dôsledku topenia snehovej pokrývky, mnohokrát spojeného aj s výdatnými zrážkami v kvapalnej forme, možno sledovať výrazné stúpnutie hladiny podzemnej vody. Druhý termín predstavuje relatívne teplé, ale vlhké obdobie jari a leta, keď má hladina podzemnej vody vo väčšine prípadov zostupný charakter. Posledným termínom je koniec jesenného obdobia, ktoré je spojené s chladnejším, no často aj suchým počasím. Hladiny podzemnej vody v tomto čase dosahujú minimálnu úroveň.

Analýza pohybovej aktivity

Na preukázanie vzťahu klimatických faktorov k pohybovej aktivite bolo potrebné vykonať analýzu nameraných vektorov posunov a deformácií. Základnou informačnou bázou o pohybovej aktivite boli výsledky meraní posunov na sieti geodetických bodov a meraní deformácií pod povrchom terénu na úrovni šmykových plôch (zón) metódou presnej inklinometrie. Pri hodnotení pohybovej aktivity sa pozornosť venovala nielen veľkosti, ale aj azimutu vektorov. Analýza teda spočívala v stanovení pohybovej aktivity a charakteru pohybu pozorovaných bodov. Na základe vykonanej analýzy bolo možné monitorované body rozdeliť na viacero kvalitatívnych skupín (tab. 1 – hodnotenie „AP“ a „SP“).

Najväčšou pohybovou aktivitou sa prejavil bod P12, ktorý sa nachádza niekoľko metrov pod odľučnou oblasťou v sv. časti hlavného zosuvu. Jeho trajektória pohybu počas monitorovaného obdobia dosiahla viac ako 85 cm. Najpriamočiarejší pohyb, navyše v smere spádnicovej svahu, bol však zaznamenaný vo východnej časti zosuvného územia na bode P8. Vo vertikálnom smere sa na prevažnej väčšine bodov zaznamenal zostupný pohyb. Najväčšie vertikálne premiestnenie bolo namerané na bode P21 v čele hlavnej svahovej poruchy.

Pri ďalších analýzach mali najväčší význam body, na ktorých počas monitorovaného obdobia bolo možné pozorovať najväčšiu pohybovú aktivitu a ich pohyb bol prevažne priamočiary, s výsledným azimutom v smere spádnicovej svahu. V druhom a treťom kroku sa preverili jednotlivé vektory zaznamenané počas meracích etáp. Analýza bola zameraná na azimut pohybu a veľkosť dosiahnutého vektora. Vybrali sa tie vektory, ktoré súviseli so spádnou svahu a ktorých dĺžka presahovala konvenčne stanovenú hraničnú hodnotu (Ondrejka, 2010).



Obr. 3. Vybrané detaily vývoja klimatických faktorov a ich vplyv na priebeh hladiny podzemnej vody v charakteristických rokoch. Vysvetlivky: A – roky 1999/2000, B – roky 2005/2006, C – roky 2006/2007, D – roky 2003/2004; 1 – mesačné úhrny efektívnych zrážok (os „MEZ“); 2 – kumulované mesačné zrážky (os „KEZ“); 3 – kumulovaný zrážkový deficit (spôsobený evapotranspiráciou – os „KEZ“); 4 – denné kolísanie teploty vzduchu (os „T“); 5 – priebeh hladiny s pozitívnym vztlakom vo vrte JH-14 (os „HPV“); 6 – polročný cyklus „teplých“ mesiacov; 7 – polročný cyklus „chladných“ mesiacov.

Analogickým postupom sa hodnotili aj vektory zaznamenané na úrovni šmykových plôch pomocou metódy presnej inklinometrie. Na základe vykonaných analýz možno konštatovať, že počas hodnoteného obdobia nastalo viacero prípadov, keď pohybovú aktivitu na úrovni šmykových plôch sprevádzal pohyb vrchného horizontu. V týchto obdobiach sa často prejavovali posuny a deformácie, ktorých azimut bol v súlade so spádniciou svahu. Vektory týchto pohybov boli vybrané na ďalšie analýzy (obr. 4).

Odvodenie hodnôt do systému včasného varovania

Pri výslednej korelácii analyzovaných parametrov (znázornených na obr. 4) aj napriek komplikovanosti hodnoteného systému bolo možné poukázať na určité vzťahy medzi sledovanými faktormi (efektívnymi zrážkami, zme-

nami hladiny podzemnej vody a pohybovou aktivitou zosuvných hmôt). Na základe určitej generalizácie klimatických podmienok boli definované vzťahy medzi klimatickými faktormi a pohybovou aktivitou zosuvných hmôt, ktoré sú zhrnuté v tab. 2. Vďaka odvodeným závislostiam možno v praktickom riešení určiť, resp. očakávať istý vývoj pohybovej aktivity v hodnotenom území. Zvýšené hodnoty kumulovaných zrážkových úhrnov z mesiacov október až marec môžu indikovať zhoršujúce sa stabilné pomery. V nasledujúcich mesiacoch na základe vývoja klimatických ukazovateľov je možné aktuálne spresňovať prognózu stability hodnoteného zosuvného územia. Počas hodnoteného obdobia najnepriaznivejšie klimatické faktory z hľadiska stability sa zaznamenali v rokoch 1999 a 2000. Naopak, stabilné najpriaznivejšie obdobie sa zistilo v rokoch 2007 a 2008. Treba však upozorniť na to, že táto úroveň hodnotenia podáva len orientačné výsledky, apli-

Tab. 1. Štatistické spracovanie geodetických meraní.

B	PE	P _{xy} [mm]	T _{xy} [mm]	H _{xy} [%]	P _z [mm]	T _z [mm]	H _z [%]	AP	SP
111	40	273,65	572,40	47,81	-115,0	441,0	26,08	VV	SPK
112	41	122,54	463,10	26,46	-40,0	402,0	9,95	SV	BRK
132	39	170,65	463,23	36,84	-57,0	481,0	11,85	SE	SPK
133	41	125,59	461,64	27,21	148,0	537,0	27,56	SE	BRK
P7	50	196,62	605,23	32,49	-63,0	243,0	25,93	VN	BRK
P8	50	315,63	556,92	56,67	-72,0	208,0	34,62	VM	SPK
P9	50	286,42	637,75	44,91	-43,0	177,0	24,29	VM	SPT
P12	49	306,72	856,88	35,79	-102,0	398,0	25,63	EV	BRK
P13	50	55,23	479,19	11,53	-48,0	220,0	21,82	SM	BRT
P14	50	256,56	655,38	39,15	-46,0	221,0	20,81	EN	SPK
P15	50	101,61	554,27	18,33	-72,0	258,0	27,91	VN	BRK
P16	50	55,90	433,30	12,90	-35,0	223,0	15,70	NN	BRT
P17	49	120,02	678,73	17,68	-35,0	258,0	13,57	EN	BRT
P18	50	92,96	562,25	16,53	-25,0	262,0	9,54	VN	BRK
P19	50	73,44	473,20	15,52	-132,0	304,0	43,42	SS	BRK
P20	50	78,29	316,11	24,77	-115,0	222,0	51,80	MN	BRT
P21	50	138,13	422,83	32,67	-206,0	374,0	55,08	NS	SRT
P22	50	260,16	559,96	46,46	-163,0	455,0	35,82	VV	SPT
P24	50	96,88	559,52	17,31	-95,0	216,0	43,98	VM	BRK

Vysvetlivky: B – názov objektu; PE – počet etáp; P_{xy} – polohové zmeny počas monitorovaného obdobia (MO); T_{xy} – súčet dĺžok polohových zmien počas MO (trajektória pohybu); H_{xy} – percentuálne vyjadrenie pomeru medzi P_{xy} a T_{xy}; P_z – výškové zmeny počas MO; T_z – súčet absolútnych vertikálnych zmien počas MO; H_z – percentuálne vyjadrenie pomeru medzi P_z a T_z počas MO; AP – aktivita pohybu –  (prvý znak) v horizontálnom smere: M – minimálna, N – nízka, S – stredná, V – vysoká, E – extrémna hodnota,  (druhý znak) vo vertikálnom smere: M – minimálna (0 – 300 mm), N – nízka (300 – 400 mm), S – stredná (400 – 500 mm), V – vysoká (500 – 600 mm), E – extrémna hodnota (600 mm a viac), SP – charakteristika pohybu –  smer pohybu: S – po spádnicu, B – mimo spádnicu svahu,  trajektória pohybu: P – priamočiary pohyb (zaznamenané premiestnenia bodu sa nachádzajú v jednej línii), R – rôznorodý pohyb,  trend pohybu vo vertikálnom smere: K – klesajúci trend, T – klesajúci trend ustal a v poslednom období (cca 10 rokov) nastalo stúpanie bodu.

kovateľné skôr v regionálnej mierke. Treba ich doplniť a spresniť postupmi zameranými na detailné hodnotenie zmien hladiny podzemnej vody na posudzovaných lokalitách.

3.2. Geotechnický model

Prvým z navrhovaných postupov, detailne hodnotiacich stabilitné pomery zosuvného územia, je tzv. geotechnický model. V praxi sa často využíva na definovanie kritických hodnôt hĺbky hladiny podzemnej vody v zosuvnom území. Kritická hĺbka hladiny predstavuje stav zodpovedajúci medznej stabilite svahu. Zaužívaný postup odvodzovania kritickej hladiny podzemnej vody spočíva v postupnom modelovaní zmien hladiny v reprezentatívnom inžinierskogeologickom profile bol obohatený o empirický postup, ktorý odvodil Scherer (1999). Tento postup vychádza zo spracovania dlhodobých zmien hladiny podzemnej vody v pozorovacích objektoch (za obdobie zhruba 10 rokov). To umožňuje vytvoriť si predstavu o jej kolísaní a pri definovaní kritických hodnôt zohľadniť stavy, ktoré v priestore zosuvného územia môžu reálne nastať.

Uvedený postup bol aplikovaný na zosuvnej lokalite Okoličné (Ondrejka, 2009). Hodnoty, ktoré boli odvodené empirickým postupom, sa overili a následne spresnili vo výpočtovom modeli. Z vykonanej analýzy vyplynulo, že kritické hladiny stanovené empirickým postupom v jednotlivých objektoch boli v značnej miere totožné s hodnotami odvodenými stabilitným výpočtom. Navyše, empiricky stanovené kritické hodnoty hladiny podzemnej vody v jednotlivých objektoch sa overili v reálnych podmienkach na

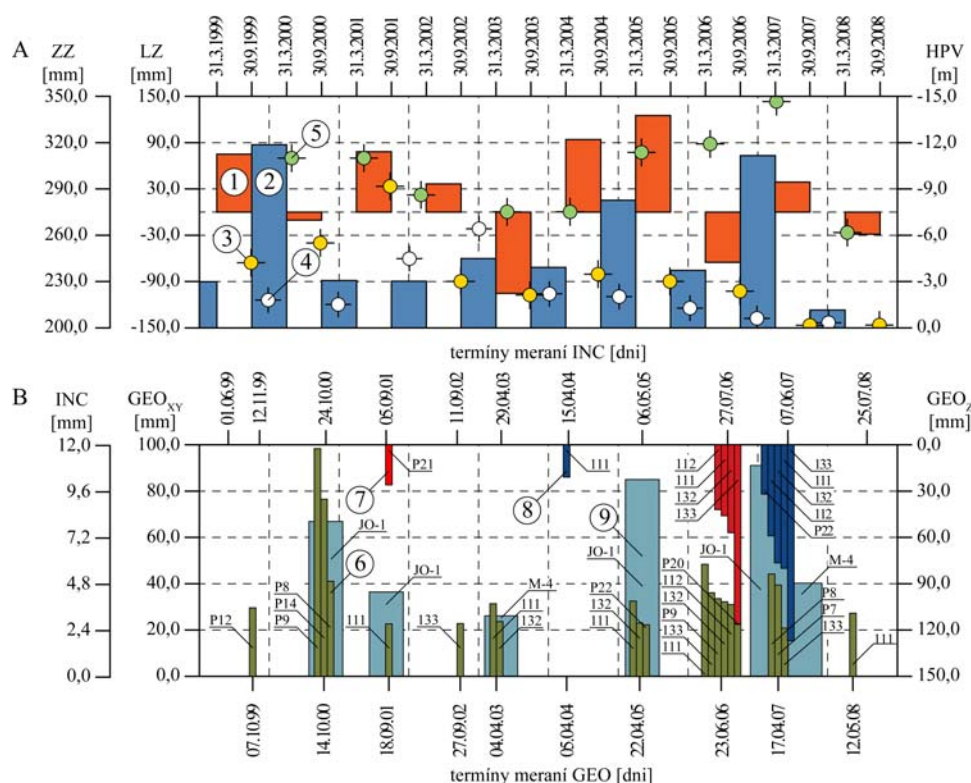
základe nameranej hĺbky hladín podzemnej vody a nameraných deformácií zosuvného telesa. Celý postup modelovania, ako aj výsledné hodnoty kritických hladín podzemnej vody do systémov včasného varovania sú publikované v prácach Ondrejku (2009, 2010).

Vykonaná analýza na lokalite Okoličné poukázala na skutočnosť, že hladiny podzemnej vody charakterizujúce nižší stupeň stability, ako je hodnota medznej rovnováhy, v značnej miere iniciujú zvyšujúcu sa pohybovú aktivitu.

3.3. Model ukazovateľov režimu podzemnej vody

Predložený model sa od predchádzajúceho metodického postupu, v ktorom je pozornosť úzko zameraná na stanovenie kritickej hodnoty hĺbky hladiny podzemnej vody, odlišuje zohľadnením parametra času. Znamená to, že pri analýze sa okrem samotnej hĺbky hladiny podzemnej vody venuje pozornosť aj konkrétnym termínom výskytu jej vysokých stavov a dĺžke obdobia jej pôsobenia.

Parameter času zohráva pri hodnotení zosuvných území veľmi dôležitú úlohu. Výskyt samostatných lokálnych hydrogeologických štruktúr typických pre zosuvné územia spôsobuje, že hladiny podzemnej vody zaznamenané v rôznych častiach zosuvného územia môžu mať výrazne odlišný režim. Na rozsiahlom zosuvnom území pri Okoličnom sa táto skutočnosť prejavovala tak, že v jednotlivých častiach zosuvu bol pozorovaný rozdiel v kolísaní hladiny podzemnej vody. Preto bolo dôležité definovať vzťahy medzi hĺbkou tzv. nepriaznivej hladiny podzemnej vody, jej výskytom v priestore a zároveň aj v čase a stabilitnými pomermi, resp. pohybovou aktivitou zosuvných hmôt. Pri



Obr. 4. Vzťah klimatických ukazovateľov, sezónnych zmien hladiny podzemnej vody (hvp) a pohybovej aktivity. Vysvetlivky: A – zhodnotenie klimatických ukazovateľov zo stanice SHMÚ Liptovský Mikuláš-Ondrášová a stav hvp vo vybraných ročných obdobiach, B – polohové a vertikálne zmeny zaznamenané na geodetických bodoch a na úrovni šmykovej plochy v inklinometrických vrtoch; 1 – kumulované efektívne zrážky v období apríl až september; 2 – kumulované efektívne zrážky v období október až marec; 3 – stav hvp vo vrte JH-14 na konci letného obdobia (posledné septembrové meranie); 4 – stav hvp na konci kalendárneho roku (posledné, prípadne prvé meranie v roku); 5 – maximálna úroveň hvp počas zimných a jarných mesiacov; 6 – pohyb zaznamenaný na geodetickom bode s vektorom väčším ako 20 mm a orientáciou v smere spádnice svahu; 7 – vzostupný vertikálny pohyb zaznamenaný na geodetickom bode s vektorom väčším ako 20 mm; 8 – zostupný vertikálny pohyb zaznamenaný na geodetickom bode s vektorom 20 mm; 9 – deformácia zaznamenaná na úrovni šmykovej plochy s vektorom väčším ako 2,5 mm a orientáciou v smere spádnice svahu; ZZ – kumulované efektívne zrážkové úhrny počas mesiacov október až marec (zimné zrážky); LZ – kumulované efektívne zrážkové úhrny počas mesiacov apríl až september (letné zrážky); INC – výsledky inklinometrických meraní; GEO – výsledky geodetických meraní.

Tab. 2. Očakávaný vplyv klimatických faktorov na stabilitu územia.

		EZ (apríl – september) [mm]				
		-120 až -70	-70 až -20	-20 až 30	30 až 80	80 až 130
EZ (október – marec) [mm]	200 – 225	VB	VB	VB	B 07/08	B
	225 – 250	VB 03/04	B	P 00/01	P – N 01/02; 02/03	N 05/06
	250 – 275	B – P	P	N	N	N 04/05
	275 – 300	P – N	N	VN 06/07	VN	VN
	300 – 325	N	VN	VN	VN 99/00	VN

hodnotení režimových faktorov bolo dôležité objasniť aj mieru vplyvu dĺžky obdobia maximálnych stavov hladiny podzemnej vody na pohybovú aktivitu.

Základnou myšlienkou tejto metódy je predpoklad, že dosiahnutie významného vysokého stavu hladiny podzemnej vody súčasne vo väčšej časti hodnoteného územia bude mať vplyv aj na pohybovú aktivitu zosuvu zaznamenanú zaužívanými monitorovacími metódami. Z hľadiska základnej schémy (obr. 2) kritérium aplikácie metodického postupu spočíva v zabezpečení približne pravidelnej frekvencie zberu údajov, ako aj určitej kompatibility termínov meraní na jednotlivých objektoch monitorovacej siete. Znamená to, že termíny meraní režimových zmien hladiny podzemnej vody musia byť totožné na všetkých pozorovacích objektoch (v rámci jednej lokality).

Vysvetlivky: EZ – efektívne mesačné zrážky, VB – rok z hľadiska stability svahu vysoko bezpečný, B – bezpečný, P – potenciálne nebezpečný, N – nebezpečný, VN – veľmi nebezpečný; zvýrazneným písmom sú vyznačené konkrétne roky, počas ktorých boli na lokalite Okoličné zaznamenané deformácie zodpovedajúce prognózovanému stabilnému stavu.

Analýza zaznamenananej hĺbky hladín podzemnej vody

Model vychádza z hodnotenia maximálnych stavov hladiny podzemnej vody zaznamenaných v časovej jednotke hydrologického roku (ďalej len roka). Analýza spočíva v hodnotení dvoch základných parametrov. Prvým je informácia o hĺbke hladiny podzemnej vody. Z dôvodov, ktoré priamo súvisia so samotnou metodikou riešenia, sú použité tri najvyššie hladiny podzemnej vody zaznamenané v jednotlivých monitorovacích objektoch počas roka. Druhým hodnoteným parametrom je informácia o čase (termíne) ich výskytu. Transformáciou uvedených primárnych údajov boli odvodené tri sekundárne parametre, ktoré semikvantitatívnym spôsobom vyjadrujú informáciu o percentuálnom význame (P) dosiahnutej úrovne hladiny podzemnej vody, období jej výskytu (R) a dĺžke trvania vysokého stavu (C).

Kvôli lepšej názornosti bola postupnosť krokov pri odvodzovaní jednotlivých sekundárnych parametrov zosumarizovaná do štyroch etáp, ktoré sú znázornené na obr. 5.

V prvom kroku sú stanovené tri najvyššie úrovne hladiny podzemnej vody. Tieto hladiny charakterizujú najmenej priaznivý stav podzemnej vody v jednotlivých pozorovacích objektoch počas roka. Výber hladín sa vykonával v každom hodnotenom roku a v každom pozorovacom objekte v priestore posudzovaného zosuvu osobitne. Keďže ročné maximá hladiny podzemnej vody počas referenčného obdobia vykazovali značný hĺbkový rozptyl, a to aj v prípade konkrétnych vrtoch, bolo problematické porovnať maximálne stavy zaznamenané vo všetkých vrtoch súčasne. Preto bola k jednotlivým maximálnym hladinám priradená percentuálna hodnota, ktorá vyjadruje vzťah parciálnej maximálnej hladiny (odvodenej za konkrétny rok) k celkovej maximálnej úrovni (za celé monitorované obdobie). Osobitne sa priradzovali hodnoty percentuálnej váhy k prvej, druhej a tretej najvyššej hladine v každom roku a v každom analyzovanom objekte (ilustratívne zobrazené na fiktívnom príklade – obr. 5A). K najvyššej maximálnej hladine z roku 2006 sa priradila hodnota významu 100 % a k najnižšej maximálnej hladine z roku 2001 hodnota 0 %. K ostatným maximálnym hladinám (ktoré sú ohraničené intervalom 0 – 100 %) sa pomerným spôsobom priraduje príslušná percentuálna váha. Tento krok sa opakuje vo všetkých analyzovaných vrtoch.

V druhom kroku sa stanovil celkový význam („P“) dosiahnutých maximálnych stavov v jednotlivých hodnotených rokoch. Stanovenie významnosti spočíva v spriemerovaní všetkých hodnôt parciálneho percentuálneho významu (podľa vzťahu uvedeného na obr. 5B). Hodnoty čiastkového percentuálneho významu druhej a tretej najvyššej hladiny sú upravené príslušným koeficientom. Dôvodom je ich nižšia dôležitosť pri rozhodovaní o výslednom význame. Jednotlivé koeficienty predstavujú pomer medzi spriemerovanými hodnotami prvej a druhej (k_1) a prvej a tretej (k_2) najvyššej hladiny podzemnej vody.

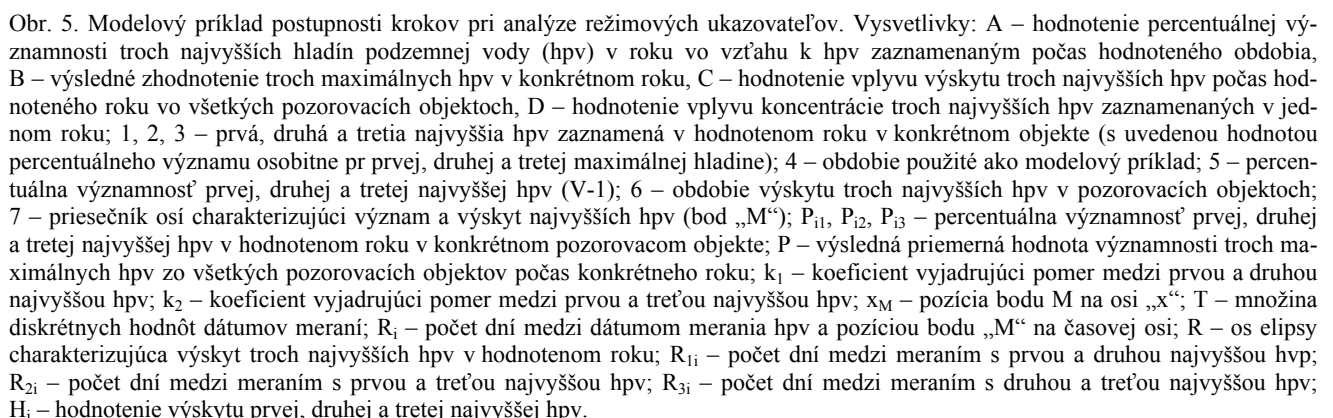
V treťom kroku sa hodnotí výskyt jednotlivých hladín v čase posudzovaného roku (obr. 5C – vyjadrený horizontálnou osou elipsy). Ide o tzv. rozptýlenie meraní s maximálnym stavom hladiny podzemnej vody v roku („R“). Výsledná hodnota predstavuje priemerný počet dní medzi vybranými termínmi meraní s maximálnymi hladinami podzemnej vody a hodnotou modusu týchto termínov (na

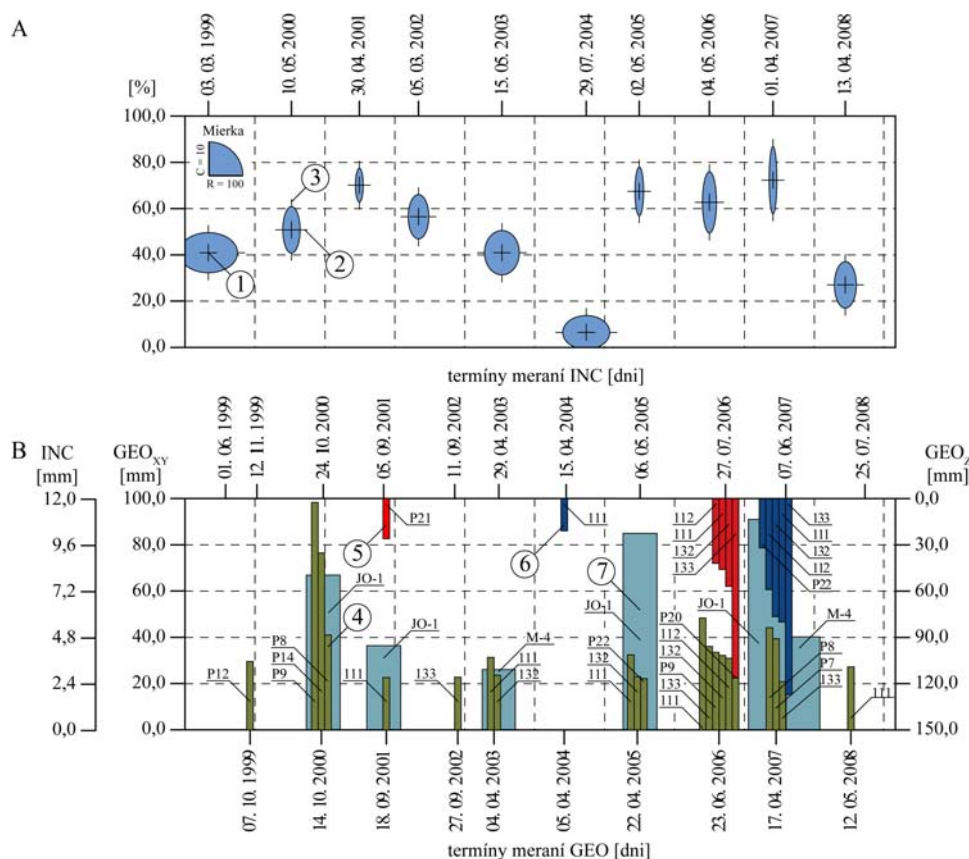
obr. 5C bod „M“). Pri hodnotení tohto parametra sa predpokladá, že ak by sa maximálne hladiny podzemnej vody zaznamenali v krátkom časovom úseku, ich účinok by bol nepriaznivejší. Najhorší stav sa očakáva pri dosiahnutí maximálnych hladín v jednom termíne merania vo všetkých pozorovacích vrtoch. V takomto prípade sa predpokladá ich synergické spolupôsobenie. V opačnom prípade, ak sa termíny s jednotlivými vybranými hladinami vyskytujú v rôznych obdobiach hodnoteného roku, je možné očakávať pozitívny dosah na stabilitné pomery zosuvného územia. Z hľadiska vyjadrenia tejto skutočnosti na obr. 5 a 6 možno zjednodušene uviesť, že so skracujúcou sa horizontálnou osou elipsy sa zhoršujú stabilitné podmienky a narastá pohybová aktivita zosuvných hmôt.

Vo štvrtom kroku sa osobitne v každom pozorovacom objekte hodnotila pozícia termínu druhej a tretej najvyššej hladiny podzemnej vody vo vzťahu k dosiahnutému maximálnemu stavu (prvej najvyššej hladiny; tzv. časová koncentrácia výskytu – parameter „C“). Cieľom tejto analýzy je overenie obdobia pôsobenia stavu hladiny podzemnej vody, ktoré súvisí s maximálnou zaznamenanou hladinou. Z riešenia, ktoré je ilustrované na obr. 5D, vyplýva, že na základe počtu dní medzi výskytom jednotlivých hladín možno odvodiť váženú hodnotu (H_i). Najvyššia váha je priradená k tým prípadom, v ktorých sú tri najvyššie hladiny kontinuálne spojené. V týchto prípadoch je možné predpokladať, že stav súvisiaci s maximálnou hladinou podzemnej vody trval kontinuálne počas dlhšieho obdobia. V opačnom prípade, keď tri najvyššie hladiny zaznamenané v jednom pozorovacom objekte spolu nesúvisia, je k nim priradená najnižšia vážená hodnota. Výsledná hodnota sa stanovuje spriemerovaním parciálnych vážených hodnôt. Parciálna vážená hodnota (H_i) je odvodená na základe počtu dní medzi termínmi meraní s prvou, druhou a treťou maximálnou hladinou podzemnej vody. Základný vzťah na odvodenie tejto hodnoty je uvedený na obr. 5D. Zjednodušene možno uviesť, že s predlžovaním osi elipsy vo vertikálnom smere sa zhoršujú stabilitné pomery. Z tohto hľadiska stabilitne najmenej vhodnú situáciu charakterizujú elipsy nachádzajúce sa čo najvyššie na percentuálnej osi parametra P, s minimálnou veľkosťou horizontálnej osi a maximálnou veľkosťou vertikálnej osi. Stabilitne najmenej priaznivé sa na základe odvodených parametrov prejavili roky 2005 až 2007. Výsledkom toho bola aj zvýšená pohybová aktivita (obr. 6B). Naopak, najstabilnejšie podmienky je možné sledovať v roku 2004, keď sa meraniami nepreukázali žiadne významnejšie pohyby.

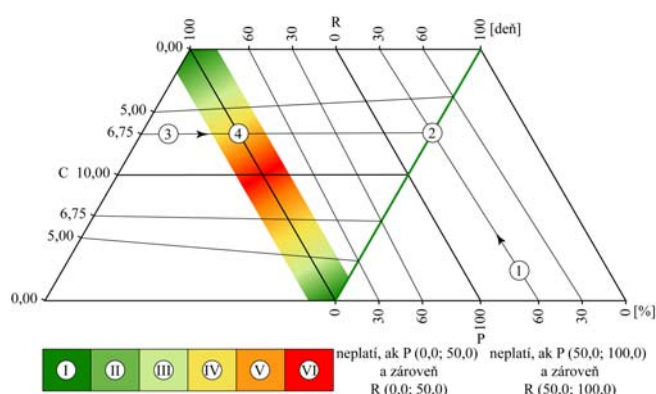
Odvodenie hodnôt do systémov včasného varovania

Porovnaním výsledných hodnôt získaných z uvedenej analýzy a z analýzy pohybovej aktivity zosuvu (obr. 6) bolo možné odvodiť určité hraničné hodnoty jednotlivých sledovaných parametrov (P, R, C). Ukázalo sa, že roky, v ktorých význam maximálnej hladiny podzemnej vody (P) dosiahol hodnoty približne vyššie ako 60 %, možno charakterizovať ako pohybovo najaktívnejšie. Roky s hodnotou P nižšou ako 30 % ilustrujú stabilný stav hodnoteného svahu. Pri hodnotení parametra R sa pohybová aktivita prejavila najmä v tých rokoch, počas ktorých sa maximálne hladiny vyskytli vo veľmi krátkom období, približne do 30 dní (horizontálna os elipsy má minimálny rozmer). Ak pa-





Obr. 6. Vzťah režimu podzemnej vody a pohybovej aktivity. Vysvetlivky: A – analýza vybraných ukazovateľov režimu podzemnej vody (odvodená podľa obr. 5), B – polohové a vertikálne zmeny zaznamenané na geodetických bodoch a na úrovni šmykovej plochy v inklinometrických vrtoch; 1 – priemerná percentuálna hodnota významu maximálnych stavov hladiny podzemnej vody zaznamenaných na sieti pozorovacích objektov počas hydrologického roku; 2 – os elipsy vyjadrujúca rozptýl maximálnych stavov hladiny podzemnej vody na monitorovacej sieti počas hydrologického roku; 3 – os elipsy, ktorá semikvantitatívne vyjadruje koncentráciu troch najvyšších hladín v čase jedného hydrologického roku na pozorovacích objektoch; 4 – 6 – pohyby zaznamenané na geodetických bodoch (4 – horizontálny vektor väčší ako 20 mm s orientáciou v súlade so spádniciou svahu; 5 – vzostupný vertikálny pohyb s vektorom posunu väčším ako 20 mm; 6 – zostupný vertikálny pohyb zaznamenaný na geodetickom bode, ktorého dĺžka vektora posunu je väčšia ako 20 mm); 7 – deformácia zaznamenaná na úrovni šmykovej plochy, pričom dĺžka vektora deformácie je väčšia ako 2,5 mm a orientácia je v súlade so spádniciou svahu; INC – výsledky inklinometrických meraní; GEO – výsledky geodetických meraní.



Obr. 7. Diagram na určenie predpokladanej aktivity svahových pohybov. Vysvetlivky: 1 – 4 – postup vynášania hodnôt do grafu (1 – úsečka medzi P a R; 2 – bod na pomocnej osi; 3 – úsečka medzi C a bodom 2; 4 – hľadaný bod na výslednej osi, ktorý charakterizuje očakávanú pohybovú aktivitu); P – priemerný význam maximálnych úrovní hladiny podzemnej vody; C – priemerná vážená hodnota vyjadrujúca výskyt druhej a tretej hladiny vo vzťahu k maximálnemu stavu v pozorovacom objekte; R – priemerná hodnota rozptýlu dátumov výskytu najvyšších hladín v hodnotenom období; I – neočakáva sa žiadny svahový pohyb (veľkosť vektorov je v rámci chyby použitej metódy); II – očakáva

vaný pohyb len ojedinele prekročí prah chyby merania (na geodetickej sieti bodov – GEO veľkosť vektorov do 2,5 cm, na úrovni šmykových plôch – INC veľkosť vektorov do 1,5 mm); III – očakáva sa svahový pohyb mierne prekračujúci chybu merania (GEO do 4 cm, ojedinele do 6 cm, INC do 3 mm); IV – očakávajú sa svahové pohyby výrazne prekračujúce chybu merania (GEO do 6 cm, ojedinele do 8 cm, INC do 6 mm); V – očakávajú sa výraznejšie svahové pohyby (GEO do 8 cm, ojedinele do 10 cm, INC do 12 mm); VI – očakávajú sa výrazné svahové pohyby (GEO presahujúce 10 cm a INC presahujúce 20 mm – aktivizácia pohybu na šmykových plochách).

parametre, bol zostrojený diagram na určenie predpokladanej aktivity svahových pohybov (postup hodnotenia podľa tohto diagramu je znázornený na obr. 7).

V praxi možno tento postup identifikácie vzniku nepriaznivého stavu (na základe zaradenia do zón stability) zautomatizovať. Vzhľadom na to, že všetky vstupné údaje sa získavajú v rámci riešenia úlohy ČMS – GF, koncentrujú sa na jednom mieste a archivujú sa v centrálnej databáze, ktorá umožňuje prostredníctvom definovaných algoritmov vytvárať potrebné hodnotenia a analýzy. Na vytvorenie fungujúceho systému včasného varovania je teda potrebné opísaný metodický postup definovať do po-

doby algoritmov, ktoré by posudzovali, či aktuálne namerané údaje o hĺbke hladiny podzemnej vody nesignalizujú zhoršovanie stabilitného stavu. Postup identifikácie by sa vzhľadom na vytvorený metodický postup musel riešiť v priebehu jedného roku (365 dní). Znamená to, že množina údajov za posledný rok by sa aktualizovala v okamžitej nadväznosti na doručenie aktuálnych údajov od terénnych pozorovateľov. Oveľa lepší vzťah v systéme „pozorovateľ“ – databáza je v prípade aplikácie automatických hladinomerov, ktoré pracujú v on-line režime. Export a import údajov v takomto systéme možno riešiť v ľubovoľnom čase.

3.4. Model založený na náhlých zmenách hladiny podzemnej vody

Model založený na náhlých zmenách hladiny podzemnej vody nadväzuje na model hodnotenia klimatických ukazovateľov (časť 3.1). Vychádza z hodnotenia troch prvkov, ktorými sú zrážkové úhrny, zmeny hladiny podzemnej vody a nameraná veľkosť deformácie. Zrážkové úhrny sa posudzujú vo vzťahu k zmenám úrovne hladiny podzemnej vody a tá sa následne konfrontuje s nameranou deformáciou zosuvných hmôt. Podstatou analýzy je hodnotenie vplyvu náhlej zmeny úrovne hladiny podzemnej vody, ktorá podmieňuje proces zosúvania. V zosuvnom území pri Okoličnom sa však uvedená analýza vzhľadom na nedostatočné technické vybavenie monitorovacích objektov nemohla uskutočniť. Hoci základná podmienka spočíva v zabezpečení kontinuálneho záznamu zmien hĺbky hladiny podzemnej vody (ktoré lokalita Okoličné poskytuje vďaka inštalácii kontinuálnych hladinomerov v dvoch vrtoch), na korektné odvodenie určitých kritických hodnôt je potrebné disponovať aj porovnateľným kontinuálnym záznamom o pohybovej aktivite. Na lokalite Okoličné sa však merania pohybovej aktivity (geodetické aj inklinometrické) vykonávajú spravidla iba v ročných intervaloch. Preto vhodnejšie podmienky na aplikáciu uvedenej metódy sú v zosuvnom území nad obcou Veľká Čausa pri Prievdzi, kde bol vo vybranom vrte na hĺbkovej úrovni šmykovej plochy inštalovaný stacionárny inklinometer.

Z vykonanej analýzy na tejto lokalite vyplynulo, že hladina podzemnej vody relatívne rýchlo reaguje na intenzívne zrážkové udalosti. Najlepšia korelácia medzi zrážkami a náhlou zmenou hladiny podzemnej vody sa prejavila pri zrážkovej intenzite 30 mm za 48 h. Treba však upozorniť na to, že zrážkové úhrny nezahŕňajú veľkosť evapotranspirácie, a teda nejde o efektívne denné zrážkové úhrny, ale o zrážkový úhrn, ktorý zaznamenal pozorovateľ. Určité disproporcie sa prejavujú najmä v teplejšej časti roka, keď intenzívne zrážkové úhrny vysoko presahujú uvedenú hraničnú hodnotu, no zmenu hladiny podzemnej vody nespôsobujú. Na základe zmien hladiny podzemnej vody bolo možné analyzovať vplyv tohto faktora na zaznamenanú veľkosť deformácie. Záznamy z inklinometrických meraní vykonávané jedenkrát za rok poukázali na skutočnosť, že zvýšená pohybová aktivita súvisí s obdobiami, počas ktorých sa náhle zmenila hladina podzemnej vody. Významný pokrok vo vývoji uvedeného metodického postupu nastal po inštalácii stacionárnej inklinometrickej sondy s denným záznamom deformácie na vybranej úrovni šmykovej plochy.

Podľa Ondrejku et al. (2011) použitie stacionárneho inklinometra na zosuvnej lokalite v intraviláne obce Veľká Čausa preukázalo pomerne tesný vzťah medzi stavom hladiny podzemnej vody (jej hĺbkou a rýchlosťou stúpnutia) a pohybovou aktivitou zosuvných hmôt po šmykovej ploche. Vďaka nameraným údajom bolo možné odvodiť závislosť medzi režimovými ukazovateľmi a rozvojom deformácií zosuvného svahu. Uvedený konkrétny príklad ilustruje nevyhnutnosť použitia stacionárneho inklinometra na všetkých zosuvných svahoch, na ktorých sa pripravujú podklady na vybudovanie systémov včasného varovania. Tvorba týchto systémov iba na základe údajov z pozorovania zmien hladiny podzemnej vody nemusí totiž dostatočne vystihovať vývoj svahového pohybu na konkrétnej lokalite.

4. Záver

Prezentovaný metodický postup umožnil preukázať viaceré zaujímavé skutočnosti, z ktorých mnohé predstavujú kľúčové informácie pri budovaní systémov včasného varovania na zosuvoch. Navrhnuté a overené poznatky možno zhrnúť do niekoľkých bodov:

a) Vykonané analýzy v modeli klimatických ukazovateľov preukázali, že zmeny hladiny podzemnej vody nesúvisia len s aktuálne zaznamenanou zrážkovou udalosťou, ale v značnej miere sú ovplyvnené klimatickými pomermi dlhšieho obdobia, ktoré predchádzalo tejto udalosti. Porovnanie základných klimatických charakteristík v jednotlivých obdobiach roka vyústilo do odvodenia prognostického modelu vyjadreného v tabuľke očakávaných vplyvov klimatických faktorov na stabilitu územia (tab. 2). Táto prognóza podáva základnú informáciu o predpokladanom vývoji stability svahu za určitých klimatických podmienok. Treba však podotknúť, že na základe takéhoto všeobecného hodnotenia prostredia nemožno ešte odvodiť konkrétne hodnoty kritických stavov pozorovaných ukazovateľov; tento účel spĺňajú až nasledujúce modely vychádzajúce z hodnotenia zmien hladiny podzemnej vody.

b) Prvým takýmto detailným postupom hodnotenia je tzv. geotechnický model. Údaje získané výpočtovým modelovaním zmien úrovne hladiny podzemnej vody vo vybraných profiloch boli verifikované v reálnych podmienkach zosuvného územia. Tým sa potvrdilo, že hladiny podzemnej vody, ktoré podmieňujú nižší stupeň stability, ako je hodnota medznej rovnováhy, súvisia so zvyšujúcou sa pohybovou aktivitou zosuvných hmôt. Za najzásadnejšie ohrozenie predloženého modelu možno považovať to, že riešenie má platnosť obmedzenú iba na objekty situované vo výpočtovom profile.

c) Model ukazovateľov režimu podzemnej vody oproti predchádzajúcemu modelu širšie zohľadňuje mnohostranný vplyv podzemnej vody, a to nielen jej extrémne stavy, ale aj termín výskytu týchto stavov a hodnotí aj ich trvanie. Nespornou výhodou daného modelu je, že priamo vychádza zo vzťahu medzi relevantnými charakteristikami režimu podzemnej vody a prejavmi pohybovej aktivity. Ďalším prínosom je možnosť hodnotenia celej plochy porušeného územia. Hodnotenie totiž dovoľuje na báze informácií o hladine podzemnej vody posudzovať aj väčšie územné celky, teda celé zosuvné územie, pričom možno

uplatniť informácie o hladine podzemnej vody zo všetkých sledovaných zvodnených horizontov. Z praktického hľadiska tento model poskytuje najlepšie podklady na definovanie kritických hodnôt, a preto sa mu v rámci celého článku venuje najväčšia pozornosť. Istou nevýhodou tohto postupu je požiadavka na dlhodobé kontinuálne pozorovania hladiny podzemnej vody (výpadky meraní znemožňujú aplikáciu tohto postupu).

d) Posledným navrhovaným riešením je model vplyvu náhlych zmien hladiny podzemnej vody, ktorý v zosuvnom území pri Okoličnom z technických príčin nebolo možné aplikovať. Základnou výhodou tohto modelu je jeho overené prepojenie na praktický dosah náhleho stúpnutia podzemnej vody. Znamená to, že pri určitej rýchlosti stúpnutia možno odvodiť predpokladanú veľkosť deformácie. Navyše, takto budovaný systém spĺňa kritériá niektorých systémov včasného varovania používaných vo svete. Použitím automatického hladinomeru, ktorý pracuje v on-line režime, je možné definovať kritické hodnoty rýchlosti stúpania hladiny podzemnej vody. Po ich prekročení hladinomer vyšle varovnú správu zainteresovaným orgánom. Nevýhodou opísaného modelu je nutnosť inštalácie pomerne náročného prístrojového vybavenia na získanie hodnoverných vstupných údajov o zmenách úrovne hladiny podzemnej vody a o deformáciách v zosuvnom území.

Na základe kritického rozboru výsledkov odvodzovania limitných úrovní do systémov včasného varovania možno konštatovať, že:

- navrhnuté postupy odvodenia kritických hodnôt do systémov včasného varovania možno aplikovať iba na zosuvných územiach, na ktorých sa vykonávali monitorovacie pozorovania určitý čas a s určitou frekvenciou;

- kvalita údajov z monitorovania podmieňuje použitie niektorého z opísaných modelov odvodenia kritických hodnôt hladiny podzemnej vody;

- nevyhnutnou podmienkou zlepšenia všetkých navrhovaných riešení je skvalitnenie spôsobu zberu primárnych údajov.

Spoločlivé zabezpečenie zosuvného územia pri Okoličnom (ale aj ostatných celospoločensky významných lokalít) si však do budúcnosti vyžaduje inštaláciu väčšieho počtu zariadení na kontinuálny zber údajov o zmenách hladiny podzemnej vody a o vzniknutých deformáciách v zosuvnom prostredí.

Literatúra

- Fussgänger, E., Jadroň, D. a Litva, J., 1976: Okoličné – prieskum zosuvu. Záver. správa z inžinierskogeologického prieskumu, IGHP n. p. Žilina. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 163 s.
- Fussgänger, E. a Jadroň, D., 1977: Engineering geological investigation of the Okoličné landslide using measurement of stresses existing in soil mass. Bull. IAEG. (Krefeld), 16, 203 – 209.
- Holko, L., Kostka, Z. a Pecusová, Z., 2005: Sneh. In: Pekárová, P. a Szolgay, J. (ed.): Scenáre zmien vybraných zložiek hydrosféry a biosféry v povodí Hrona a Váhu v dôsledku klimatickej zmeny. 1. vyd. Bratislava, Veda, 496 s.
- Jakob, M., Holm, K., Lange, O. a Schwab, J. W., 2006: Hydro-meteorological thresholds for landslide initiation and forest operation shutdowns on the north coast of British Columbia. Landslides, 3, 228 – 238.
- http://www.bgcengineering.com/files/publications/KH_Hydro_Meteo_Thresholds_0.pdf (09-11-15)
- Jánová, V., Házyová, K. a Liščák, P., 2011: Havarijné zosuvy – stav a problémy s ich riešením. In: Frankovská, J. (ed.): Geotechnické problémy líniových stavieb. Zbor. ved. prác z 10. geotechnickej konferencie s medzinárodnou účasťou, STU Bratislava. Bratislava, STU, 109 – 115.
- Jánová, V. a Liščák, P., 2011: Slovensko 2010: Rok havarijných zosuvov. Enviromagazin, 1/2011, 20.
- Klukanová, A. a Liščák, P., 1998: Monitoring of geological hazards of Slovak Republic. In: Moore, D. a Hungr, O. (eds.): Proc. 8th Int. IAEG Congress, Vancouver. Balkema, Rotterdam, 1 113 – 1 120, ISBN 90-54-10992-0.
- Kopecký, M., 2004: Možnosti prognózovania vzniku zosuvov v SR na základe analýzy klimatických a hydrogeologických pomerov. Sbor. věd. Prací Vys. Šk. báň., Tech. univ. (Ostrava), 63 – 72.
- Kopecký, M., 2001: Vznik klimatických a hydrometeorologických pomerov na vznik zosuvov. Dizertačná práca. Manuscript. Bratislava, Katedra hydrogeol., PriF UK, 140 s.
- Kopecký, M., 2007: Vplyv klimatických a hydrogeologických pomerov na vznik zosuvov v SR. Podzemná voda, 13, 2, 162 – 168.
- Liščák, P., Pauditš, P., Petro, L., Iglárová, L., Ondrejka, P., Dananaj, I., Brček, M., Baráth, I., Vlačíky, M., Németh, Z., Záhorová, L., Antalík, M., Repčiak, M. a Drotár, D., 2010: Registration and evaluation of newly evolved slope failures in 2010 in Prešov and Košice regions. Miner. slov., 42, 2, 393 – 406.
- Mucha, I. a Šestakov, V. M., 1987: Hydraulika podzemných vôd. Bratislava, ALFA – Praha, SNTL, 338 s.
- Novotný, J., 2002: Analýza vlivu vody na stabilitu svahu v jílovitých horninách. Acta montana, 10, 51 – 90.
- Ondrejka, P., 2009: Analýza vzťahu medzi vypočítaným stupňom stability a pohybovou aktivitou na príklade zosuvu pri Okoličnom. Miner. slov., 41, 3, 213 – 224.
- Ondrejka, P., 2010: Systémy včasného varovania na zosuvoch. Dizertačná práca. Manuscript. Bratislava, Katedra inž. geol., PriF UK, 180 s.
- Ondrejka, P., Wagner, P. a Gróf, V., 2011: Využitie stacionárneho inklinometra na tvorbu systémov včasného varovania na zosuvoch. Geotechnika (Praha), 1 – 2/2011, 19 – 23.
- Restrepo, P., Cannon, S., Laber, J., Jorgensen, D. a Werner, K., 2009: NOAA/USGS Demonstration Flash-Flood and Debris-Flow Early-Warning System. Geophysical Research Abstracts. <http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2009/EGU2009-4692.pdf> (10-04-03)
- Scherer, S., 1999: Metodika hydrogeologického monitoringu na zosuvoch. Podzemná voda, 2, 94 – 104.
- Thorntwaite, C. W., 1948: An approach toward a rational classification of climate. Geogr. Rev., 38, 55 – 94.
- Záruba, Q. a Mencl, V., 1987: Sesuvy a zabezpečování svahů. Druhé přepracované a doplněné vydání. Praha, Academia, 340 s.
- Žilka, A. a Dunčko, M., 2011: Stabilitné zhodnotenie a návrh sanačných opatrení pre havarijný zosuv v Šenkviciach. Medzinárodná konferencia Udržiteľná výstavba 2011. SFv ČVUT v Praze. Natural hazards (optimisation of protection, interaction with structures), 33 – 38. ISBN 978-80-01-04735-4.

Inžinierskogeologický prieskum havarijného zosuvu v obci Vinohrady nad Váhom, časť Kamenica

Engineering geological investigation of the emergency landslide in the village of Vinohrady nad Váhom, part Kamenica

PETER ONDREJKA¹, PAVEL LIŠČÁK¹, IVAN DANANAJ¹, MILOŠ GREGOR¹, IGOR SLANINKA¹, MARTIN BRČEK² a RENÉ PUTIŠKA³

¹Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava; peter.ondrejka@geology.sk

²Katedra inžinierskej geológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava

³Katedra aplikovanej a environmentálnej geofyziky Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava

Abstrakt. Spustošené dediny či mestá, zničená infraštruktúra a gigantické masy zosúvajúceho sa materiálu u väčšiny z nás asociujú vzdialené exotické krajiny tretieho sveta. Niektorí si možno položia otázku: „Nedá sa týmto katastrofám predchádzať?“ Túto otázku sme si kladli aj my pri registrácii viacerých zosuvných udalostí, ktoré vznikli na našom území v roku 2010 a 2011. Napriek skutočnosti, že na Slovensku sme už relatívne dávno prekročili základný prah poznania medznej rovnováhy na svahoch, v poslednom období sa čoraz častejšie stretávame s udalosťami, keď ľudské aktivity sú priamou príčinou svahového pohybu. Paradoxné je, že mnohé z ohrozených stavieb vyrástli na miestach, ktoré sú dlhodobo všeobecne známe ako zosuvné. Tento príspevok opisuje prípad, v ktorom zosúvajúci sa svah v obci Vinohrady nad Váhom priamo ohrozil rodinný dom. V článku sú zhrnuté výsledky z prieskumných prác a poznatky z realizácie protihavarijných opatrení.

Kľúčové slová: zosuv, vrtné práce, monitoring režimových ukazovateľov, hodnotenie stability, protihavarijné opatrenia

Abstract. Devastated villages or towns, destroyed infrastructure and gigantic mass wasting evoke in our perception distant exotic countries of the third world. Maybe, somebody would address the issue: “Isn’t it possible to prevent or avoid such catastrophic events?” This issue arose also during the registration of numerous landslide events generated at our territory in 2010 and 2011. Despite the fact, that Slovak engineering geologists have advanced significantly in the knowledge of limit equilibrium in slopes, recently we have experienced more and more frequently the events generated by improper human activities. It is striking, that many of the constructions under threat were built in the areas, which have been known for ages as the landslide ones. This was the case in the municipality of Vinohrady nad Váhom, where sliding slope directly endangered a family house. The article summarizes the results of the exploratory work and knowledge of the implementation of emergency measures.

Key words: landslide, drilling, monitoring regime indicators, evaluation of stability, emergency measures

1. Úvod

Dňa 22. 6. 2011 bola v obci Vinohrady nad Váhom v miestnej časti Kamenica vyhlásená mimoriadna situácia v súvislosti so vznikom pomerne rozsiahleho zosuvu, ktorý bezprostredne ohrozoval rodinné domy, cestnú komuni-

káciu, hospodárske budovy a inžinierske siete. Vzhľadom na vzniknutú situáciu pracovníci sekcie geológie a prírodných zdrojov Ministerstva životného prostredia Slovenskej republiky nariadil v krátkom čase vykonať v území inžinierskogeologický prieskum a realizovať okamžité protihavarijné opatrenia. Prieskumné práce zabezpečili pracovníci Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra (ŠGÚDŠ) v spolupráci s firmou ENVIGEO, a. s. Vďaka operatívne pristupu boli zachránené viaceré obytné objekty, a teda aj životy dotknutých občanov obce.

Ciele riešenej úlohy boli nastavené tak, aby bolo možné v postihnutom území:

- identifikovať podmienky a faktory vzniku svahových pohybov a definovať intenzitu porušenia svahov a stupeň ohrozenia životov a majetku ľudí,
- spresniť inžinierskogeologické pomery (na základe terénneho mapovania, technických a laboratórnych prác),
- zhodnotiť stabilitné pomery územia (výpočet stability svahu),
- realizovať okamžité protihavarijné opatrenia s vytvorením návrhu konečnej sanácie.

Pri návrhu technických opatrení na elimináciu ďalších zosuvných pohybov sa viedli rokovania s kompetentnými pracovníkmi Obecného úradu Vinohrady nad Váhom.

2. Preskúmanosť územia

Územie, ktoré sa nachádza medzi mestami Hlohovec a Sereď, bolo objektom základného geologického prieskumu už v 19. storočí. Aplikovaný inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum sa v území začal vykonávať od 60. rokov minulého storočia. Otázkou stabilitných pomerov svahov tvoriacich ľavý breh Váhu sa ako prvý zaoberal Lukniš (1951). Vo svojej práci sa venuje opisu príčin vzniku zosuvov. Komplexné hodnotenie zosuvov na úrovni orientačného prieskumu podávajú Leško a Tichý (1963). Zosuvné územie medzi Hlohovcom a Sereďou opisuje aj Nemček (1982) vo svojej monografii. Územie dáva ako príklad frontálneho zosuvu.

Najrozsiahlejšou prácou venovanou zosuvnému fenoménu v území Hlohovec – Sereď je štúdia Otepku et al.

(1983). Výstupom tejto práce sú inžinierskogeologické mapy, ako aj spracovaná prognóza výskytu a vývoja svahových deformácií.

V súvislosti s projektom vodného diela na Váhu bolo vypracovaných viacero správ a hodnotení. Rôznymi alternatívami usporiadania vodného diela sa zaoberali Ilavský et al. (1991). Hodnotením horninového prostredia a prognóz očakávaných zmien po výstavbe vodného diela v rámci posudzovania vplyvov na životné prostredie (EIA) sa zaoberali Môcik et al. (2008) a Malgot et al. (1998).

Počas riešenia projektu zostavovania atlasu geologických máp životného prostredia okresu Galanta zostavil Liščák (1998 in Bodiš et al., 1998) v danom území mapu inžinierskogeologickej rajonizácie a mapu náchylnosti na svahové pohyby.

Najaktuálnejšou prácou posudzujúcou študované územie z hľadiska rozvoja svahových pohybov a zakladania objektov je práca Bednarika (2007). Jej výsledkom sú mapy zosuvného hazardu a zosuvného rizika.

Priamo v území, v ktorom sa v roku 2011 reaktivizoval zosuv a stal sa priamou hrozbou pre obytný rodinný dom, bolo v poslednom období vypracovaných viacero posudkov. Pri zakladaní tohto rodinného domu (súpisné č. 711 a 712) bol vypracovaný inžinierskogeologický posudok o základových pomeroch územia (Obuch, 2007). Zo stabilitného hľadiska bolo významné riešenie odvádzania odpadovej vody z územia svahovej poruchy. V študovanom území sa tejto problematike venoval Dobrovoda (2010). Vo svojej práci navrhuje odpadovú vodu odvádzať prostredníctvom vsakovacích vrtov priamo do geologického prostredia. Vzhľadom na to, že splašková voda nasycuje svah porušený zosuvom, Bednarik a Liščák (2009) odporučili nepokračovať v takejto praxi.

Aktuálnu prácu venovanú riešeniu reaktivizovanému zosuvu predstavuje správa z inžinierskogeologického prieskumu (Liščák et al., 2011).

3. Charakteristika zosuvnej lokality

Zosuvné územie z hľadiska geomorfologického členenia podľa Mazúra a Lukniša (in Atlas krajiny SR, 2002) možno zaradiť do provincie Západných Karpát, subprovincie vnútorných Západných Karpát, oblasti Podunajskej nížiny s celkami Podunajská pahorkatina (prevažná časť územia) a Podunajská rovina (okolie Serede). Katastrálne sa zosuv nachádza v intraviláne obce Vinohrady nad Váhom v miestnej časti Kamenica. Havarijný zosuv sa vyvinul na pomerne strmom svahu s orientáciou na západ. Vzniknutý zosuv bezprostredne postihuje rodinný dom a miestnu komunikáciu. Zosuv zároveň ohrozuje parcely v širšom okolí. Nadmorská výška najnižšie položenej časti vzniknutého zosuvného územia je 128 m a nachádza sa v údolnej nive Váhu. Najvyššie položená časť zosuvného územia má nadmorskú výšku 145 m (obr. 1).

Vznik rozsiahleho zosuvného územia je výsledkom kombinácie procesov výzdvihu západnej časti Nitrianskej pahorkatiny a laterálneho podrezávania rieky Váh. Aktivizácia zosuvného pohybu v roku 2011 súvisí s dlhotrvajúcimi zrážkami a nevhodnými antropogénnymi zásahmi realizovanými v predchádzajúcom období.

3.1. Geologické pomery

Z geologického hľadiska širšie územie zosuvnej lokality budujú neogénne sedimenty (pliocén), ktoré sú prekryté kvartérnymi uloženinami rôznej hrúbky. Neogénne vrstvy ílov a pieskov (dák – ruman) dosahujú niekoľko metrovú hrúbku. Vyskytujú sa v nich pieskovcové, ojedinele aj zlepcové polohy (Otepka et al., 1983). Takéto striedanie nepriepustných ílov a zvodnených pieskov Nemčok (1982) charakterizuje ako štruktúry vhodné na rozvoj svahových porúch. Koncentráciou vody v priepustnejších piesčitých polohách sa vytvárajú horizonty s napätou hladinou podzemnej vody, ktorá vztlakovo pôsobí na málo stabilné zosuvné materiály. Navyše, územie je tektonicky rozčlenené na sústavu krýh, ktoré sú oproti sebe vertikálne poposúvané. Tieto vzostupné pohyby počas celého obdobia kvartéru (až do súčasnosti) sprevádzala intenzívna bočná erózia v okrajových častiach Nitrianskej pahorkatiny.

Kvartérne horniny v zosuvnom území zastupujú fluvialné náplavy rieky Váh a eolicko-deluviálne a proluviálne sedimenty (Otepka et al., 1983; obr. 2). Fluvialné hliny vystupujú v údolnej nive Váhu. Tvoria ich ílovité, prípadne piesčité uloženiny s premenlivou hrúbkou. V ich podloží sa nachádzajú piesky, často s obsahom štrkov. Vo vyššie položených častiach na okraji Nitrianskej pahorkatiny vystupujú eolicko-deluviálne a deluviálne sedimenty, ktoré sú zastúpené prevažne sprašami a sprašovými hlinami, menej eolickými pieskami. Deluviálne sedimenty vytvárajú nesúvislé, plošne málo rozsiahle polohy s hrúbkou 1 až 1,5 m. V okrajových častiach údolnej nivy v oblastiach vyústení erozívnych rýh sa vyvinuli proluviálne kužele.

Zosuvný materiál, ktorý je derivovaný z kvartérnych a neogénnych sedimentov, má charakter ílov až ílovitých hĺn, resp. ide o zmes ílovitého a piesčitého materiálu. Jeho hrúbka je v území dosť premenlivá.

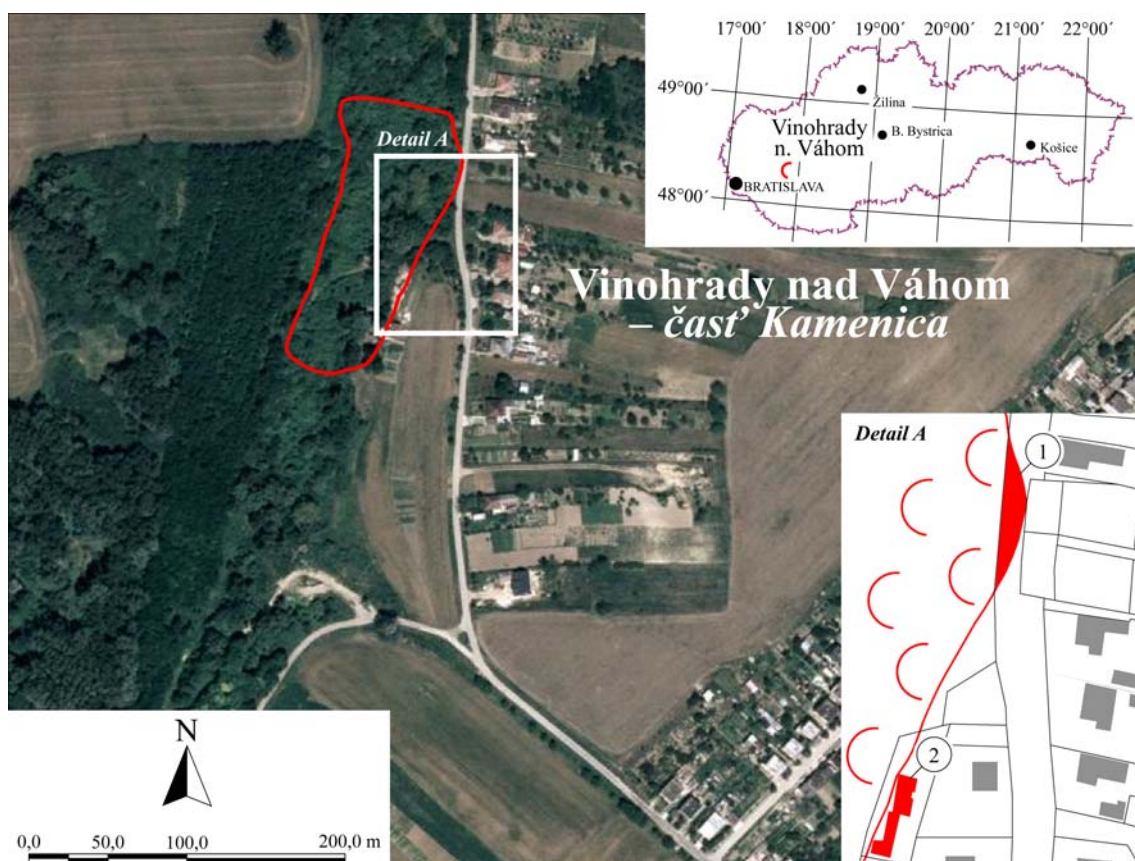
3.2. Hydrogeologické pomery

Územie odvodňuje rieka Váh, ktorá vo svojich náplavoch značne meandrovala a vytvorila množstvo mŕtvych ramien a agračných valov s prevýšením 1 až 3 m. Ľavostanné prítoky nie sú trvalé a dotujú Váh len pri jarnom topení snehu a pri intenzívnej zrážkovej činnosti.

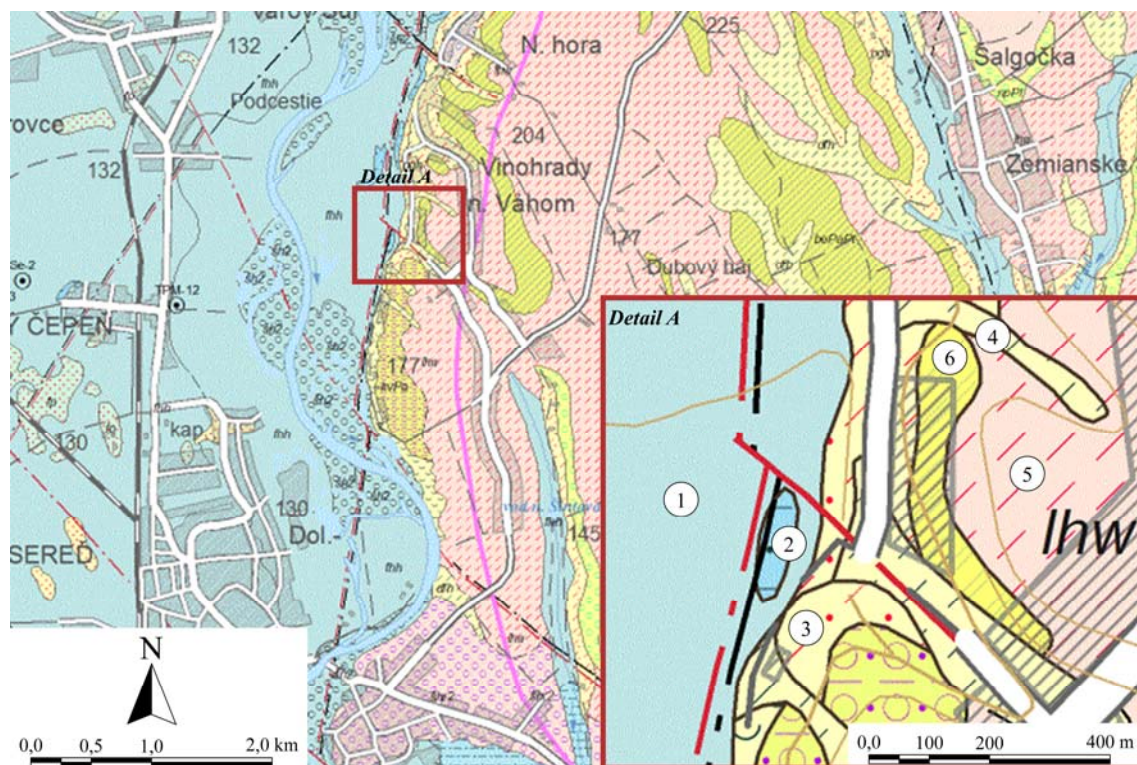
V území neporušenom svahovými deformáciami je možné na základe geologickej stavby vyčleniť podzemnú vodu neogénnych sedimentov a podzemnú vodu kvartérnych sedimentov.

Hydrogeologicky významné kolektory v súvrství neogénnych sedimentov sú piesky, prípadne ílovité piesky. Sú uzavreté medzi nepriepustnými vrstvami, a preto podzemná voda nadobúda napätý (artézsky) charakter. Zdrojom vody sú predovšetkým atmosférické zrážky, najmä v oblasti Nitrianskej pahorkatiny. V údolnej nive Váhu sa neogénna voda dopĺňa prevažne z nadložných štrkových fluvialnych náplavov.

V kvartérnych sedimentoch sa podzemná voda viaže najmä na piesčité štrky údolnej nivy Váhu. Podzemná voda sa dopĺňa najmä z Váhu, menej z atmosférických zrážok a prestupom vody z priepustných neogénnych súvrství Nitrianskej pahorkatiny. Voda v kvartérnych uloženinách má prevažne voľnú hladinu, len v ojedinelých prípadoch mierne napätú.



Obr. 1. Postihnutá obec Vinohrady nad Váhom, časť Kamenica. Vysvetlivky: 1 – oblasť miestnej komunikácie poškodenej zosuvom; 2 – ohrozené rodinné domy so súpisným číslom 711 a 712.



Obr. 2. Geologická mapa širšieho okolia obce Vinohrady nad Váhom (spracované podľa Pristaša et al., 2000). Vysvetlivky: 1 – fluválne sedimenty (litofaciálne nečlenené hliny, piesčité hliny, hlinité piesky až štrky dolinných nív riek a potokov); 2 – fluválne až fluvialno-organické sedimenty; 3 – deluviálne sedimenty (piesčité hliny až hlinité piesky s ojedinelými úlomkami hornín); 4 – deluviálno-fluviálne sedimenty (splachové a ronové hliny, piesčité a ílovité hliny, ojediniele s úlomkami hornín); 5 – eolicko-deluviálne sedimenty (sprašové hliny s polohami spraší a solifluovaných sedimentov podložia).

V území postihnutom svahovými deformáciami je prirodzený obeh podzemnej vody narušený. Voda presakuje do spodných častí zosuvov a tu sa kumuluje. Následkom toho akumulčné časti zosuvov sú podstatne bohatšie na vodu ako neporušená časť územia.

3.3. Klimatické pomery

Z pohľadu klimatických pomerov sa študované územie podľa Lapina et al. (in *Atlas krajiny SR*, 2002) nachádza v teplom regióne s viac ako 50 letnými dňami v roku.

Územie sa nachádza na rozhraní okrskov s miernou a chladnou zimou s priemernou januárovou teplotou okolo -3°C . Dlhodobá priemerná januárová teplota vzduchu sa pohybuje v rozsahu od -2 do -3°C a priemerný počet dní so snehovou pokrývkou v roku je do 40 dní. Dlhodobá priemerná teplota vzduchu v júli býva v rozsahu od 18 do 20°C . Ročné úhrny zrážok sa v hodnotenej oblasti podľa Faška a Šťastného (in *Atlas krajiny SR*, 2002) pohybujú v rozsahu 550 až 650 mm. Pri hodnotách priemerného ročného úhrnu potenciálnej evapotranspirácie sa udáva hodnota 700 až 750 mm.

V prípade genézy a vývoja svahových deformácií sú z klimatických faktorov najvýznamnejšie teplotné a zrážkové pomery. Pôsobenie vysokej teploty v letných mesiacoch má za následok vysychanie a zmrašťovanie povrchových jemnozrnných sedimentov. Vytvárajú sa tak otvorené trhliny, ktoré umožňujú prenikanie zrážkovej vody do telesa svahu. V dôsledku toho sa znižuje pevnosť zemín a tým sa zhoršujú stabilitné pomery (Míka a Liščák, 1999).

Vplyv atmosférických zrážok sa prejavuje dvojako. Zrážky v letnom období sú krátkodobé a intenzívne. Podmieňujú silnú plošnú eróziu a vznik hlbokých erozívnych rýh s občasnými vodnými tokmi. Prejavujú sa rýchlym povrchovým odtokom. Dlhotrvajúce zrážky s menšou výdatnosťou čiastočne odtečú po povrchu, prevažne však postupne vsakujú do hlbších priepustných polôh a slúžia ako zdroj podzemnej vody (Otepka et al., 1983).

Na základe dlhodobých priemerných mesačných úhrnov zrážok a priemernej teploty vzduchu za roky 1951 až 1980 boli v študovanom území vypočítané efektívne zrážky (Švasta a Malík, 2006). Efektívne zrážky predstavujú časť zrážkového úhrnu, ktorá sa podieľa na tvorbe podzemného odtoku (obr. 3). Z výsledkov je zrejmé, že evapotranspirácia má na hydrologický cyklus v hodnotenom území významný vplyv. Z celkového úhrnu zrážok 546 mm sa na tvorbe podzemnej vody v dlhodobom priemere podieľa iba 74 mm. Vzhľadom na teplotu vzduchu počas januára sa zrážky môžu kumulovať v snehovej pokrývke a uvoľňujú sa až v mesiaci február. Zásoby podzemnej vody sa dopĺňajú najmä v mesiacoch január až marec, s dlhodobým priemerným maximom vo februári. Úhrny zrážok, ktoré dopadajú v ostatných mesiacoch roka, sa zväčša podieľajú na hodnotách evapotranspirácie.

V roku 2010 na stanici Slovenského hydrometeorologického ústavu (SHMÚ) v Siladiciach, ktorá je od postihnutého miesta vzdialená približne 6 km bol zaznamenaný zrážkový úhrn 951,9 mm. Tento úhrn predstavuje až 170 % dlhodobého priemeru (stanoveného v rokoch 1981 až 2006). Z hľadiska klasifikácie vlhkosti rokov podľa kritérií SHMÚ je daný rok možné hodnotiť ako mimoriadne vlhký. V roku 2011 počas prvých piatich mesiacov bol zazna-

menaný zrážkový úhrn s hodnotou 138,9 mm, čo predstavuje 71,5 % dlhodobého priemeru v danom období. Sumárne je možné toto obdobie hodnotiť ako suché. Naopak, v júni sa zaznamenali zrážkové úhrny s hodnotou 179,3 mm. Zodpovedá to až 265 % dlhodobého priemeru v danom mesiaci.

3.4. Seizmicita územia

Seizmické účinky ako jeden z náhodných činiteľov majú za vhodných podmienok a pri dostatočnej intenzite mimoriadny vplyv na vznik a reaktivizáciu svahových porúch.

Oblasť medzi Hlohovcom a Sereďou podľa seizmotektonickej mapy Slovenska patrí do rájónu so seizmickou intenzitou $6^{\circ}\text{MSK} - 64$ (Hrašna, 1997).

Najbližšia seizmicky aktívna oblasť je Dobrá Voda (1906 – 8°MCS , 1930 – 7°MCS). Ojedinelé otrasy boli zaznamenané v Novom Meste nad Váhom (1884 – 4 až 5°MCS), Modre (1914 – 7°MCS) a vo Svätom Jure pri Bratislave (1890 – 6°MCS) (Otepka et al., 1983).

Vzhľadom na porušenosť svahov svahovými pohybmi prípadný výskyt seizmických otrasov s vyššou intenzitou môže vyvolať aktivizáciu zosuvných procesov a ďalšie svahové poruchy. Je to podmienené tým, že porušené zeminy a horniny sú na seizmické otrasy veľmi citlivé.

4. Výsledky riešenia geologickej úlohy

Riešenie geologickej úlohy si vyžiadalo použitie väčšieho súboru prác. Realizované práce je možné rozdeliť na tri základné skupiny. Prvú skupinu tvoria terénne práce súvisiace s riešením orientačného prieskumu (vrtné a vzorkovacie práce, geofyzikálne a meračské práce). Druhú skupinu prác tvoria laboratórne práce a práce geologickej služby. Tretiu skupinu prác predstavujú okamžité protiuharňové opatrenia.

4.1. Terénne práce

Vrtné a vzorkovacie práce

S cieľom získať základné informácie o geologickej skladbe postihnutého územia sa počas inžinierskegeologického prieskumu realizovalo 7 jadrových vrtov do hĺbky 10 m (jedna dvojica vrtov do hĺbky 5 m). Spolu sa odvrátilo 76 m. Vrtné práce realizované v dňoch 9. – 11. júla 2011 boli situované do pozdĺžnych profilov (obr. 4) tak, aby prispeli k interpretácii geologickej stavby územia. Vzhľadom na neprístupnosť terénu nebolo možné v telese zosuvu realizovať prieskumné vrty.

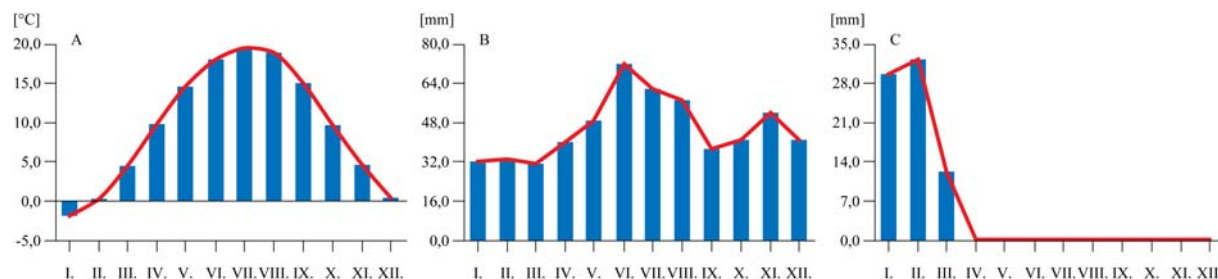
Počas víťania sa zaznamenala narazená hĺbka hladiny podzemnej vody a odobrali sa neporušené a porušené vzorky zemín a hornín. Celkovo sa odobralo 24 vzoriek, z toho 5 neporušených. Počas budovania mikropilótovej steny (obr. 5) sa 1 vzorka odobrala priamo spod domu z oblasti šmykovej plochy. Kvôli možnosti sledovania zmien hĺbky hladiny podzemnej vody boli vrty vystrojené perforovanými plastovými pažnicami.

Vďaka realizovaným vrtným prácam boli v opísanom území vyčlenené tri horizonty s odlišnými hydraulickými vlastnosťami. Prvý horizont je v hĺbke 0 až 1 m a tvoria ho piesčité hliny, druhý je v hĺbke 1 až 3 m a tvorí ho piesok

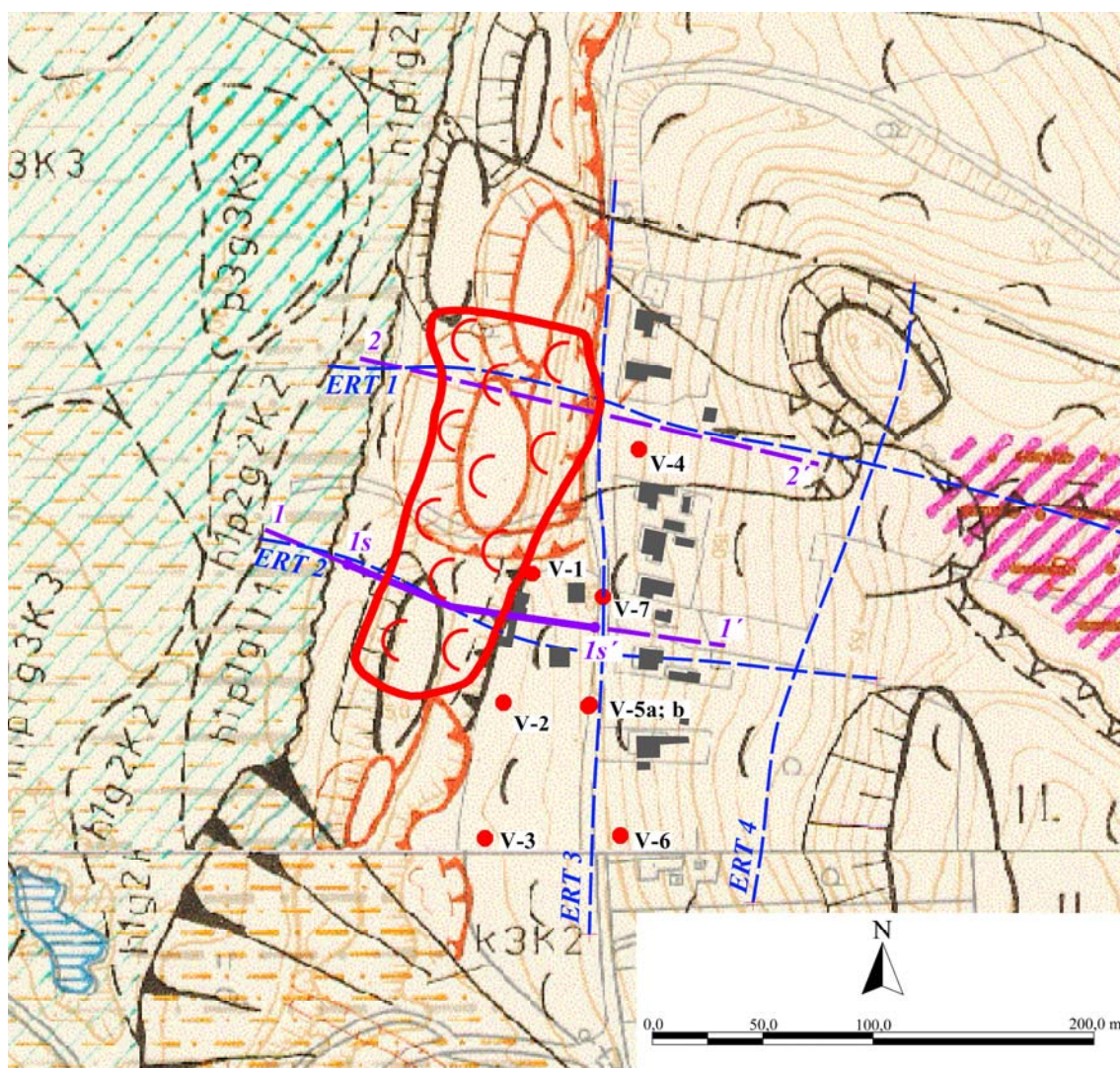
s rôznym podielom ílovej zložky a tretí sa nachádza v hĺbke 3 a viac m, tvorený podložným ílovitým súvrstvom. Na základe kriviek zrnitosti boli odvodené hodnoty koeficientov filtrácie, podľa ktorých piesčité sedimenty predstavujú hydrogeologické kolektory a íly tvoria hydrogeologické izolátory.

Meračské práce

Meračské práce pozostávali z polohopisného a výškového zamerania zosuvu a ohrozených objektov, prieskumných vrtov, inžinierskogeologických a geofyzikálnych profilov, ako aj vybudovaného povrchového odvodnenia.



Obr. 3. Dlhodobé priemerné hodnoty klimatických parametrov. Vysvetlivky: A – priemerné mesačné hodnoty teploty vzduchu; B – priemerné mesačné hodnoty úhrnov zrážok; C – priemerné mesačné hodnoty úhrnov efektívnych zrážok.



Obr. 4. Realizované prieskumné diela zobrazené na podklade mapy inžinierskogeologickej rajonizácie (Otepka et al., 1983). Vysvetlivky: V-1 – 7 – vertikálne prieskumné vrtov zabudované na pozorovanie zmien hĺbky hladiny podzemnej vody; 1 – 1' a 2 – 2' – línie inžinierskogeologických profilov; Is – Is' – profilová línia na stabilitnú analýzu; ERT 1 – 4 – línie profilov realizovaných metódou elektrickej rezistivitnej tomografie.

Merania sa robili polárnou metódou s použitím totálnej stanice Nikon NPL 350, GNSS prístrojmi Ashtech ProMark 500, Trimble R8 a prístrojom Trimble Geo XT z kategórie GIS.

Merania sa realizovali vo viacerých etapách. V prvej etape sa zaregistrovali všetky novovzniknuté zosuvy v širšej časti študovaného územia (kataster obce Vinohrady nad Váhom). Následne po vyhlásení mimoriadnej udalosti sa meracie práce sústredili na presné zmapovanie postihnutého územia. V ďalších etapách boli zamerané všetky objekty, ktoré súviseli s prieskumom a protihavarijnými opatreniami.

Geofyzikálne práce

Geofyzikálne práce pozostávali zo štyroch samostatných profilov realizovaných metódou elektrickej rezistivitnej tomografie (ERT). Situovanie geofyzikálnych profilov (obr. 4) sa určilo na základe predchádzajúceho inžinierskogeologického prieskumu s cieľom doplniť informácie o zosuvnom území. Elektrická odporová tomografia je systém komplexného odporového merania s väčším počtom elektród. Vzájomná vzdialenosť elektród sa určuje v závislosti od detailnosti a požadovaného hĺbkového dosahu. Meranie sa robilo aparátúrou ARES (*Automatic Resistivity System*). Bol použitý systém elektródového usporiadania dipól – dipól s krokom 5,5 m. Na interpretáciu nameraných hodnôt zdanlivého odporu sa použil program Res2DInv (2D inverzia). Ide o typickú 2D úlohu, pri ktorej sa predpokladá, že merný odpor sa mení iba v smere profilu (os X) a s hĺbkou (os Z), pričom v smere osi Y je konštantný. Inverzia umožňuje namerané údaje transformovať na súbor skutočných hodnôt merného elektrického odporu a na ich základe získať obraz o reálnej štruktúre skúmaného horninového prostredia. Na lokalite boli zmerané štyri ERT profily s celkovou dĺžkou 1 342 m (obr. 4).

Prvé dva profily boli situované kolmo na teleso zosuvu. Dĺžka prvého profilu je 390,5 m a druhého 302,5 m, pričom druhý profil prechádzal priamo cez ohrozený rodinný dom (obr. 6). Vzhľadom na to, že oba profily prechádzajú hustým porastom, pozíčné zameranie elektród bolo upravené priamo vo výpočte inverzie. Vďaka tomu sa eliminovali vzniknuté chyby lokalizácie. Na základe výsledkov merania bolo lokalizované miesto s potenciálnou možnosťou rozvoja zosuvného procesu a tým aj ohrozenia rodinného domu.

Tretí profil s dĺžkou 346,5 m bol situovaný v strednej časti zosuvného územia pozdĺž miestnej komunikácie (obr. 4) kolmo na prvý a druhý profil. Štvrtý profil s dĺžkou 302,5 m prechádza východnou časťou územia.

Vykonané geofyzikálne práce a ich interpretácia umožnili 2D vizualizáciu prostredia s výrazne odlišnou rezistivitou. Na základe zobrazenia jednotlivých profilov bolo možné interpretovať aktívne aj potenciálne šmykové plochy (obr. 6).

Monitoring hladiny podzemnej vody

Informácia o režime podzemnej vody sa získala krátkodobým pozorovaním zmien hladín podzemnej vody vo výdatnosti horizontálneho odvodňovacieho vrtu. Základ-



Obr. 5. Podchytenie základov rodinného domu so súpisným č. 712 mikropilótovou kotvenou stenou.

né štatistické údaje o nameranej hĺbke hladiny podzemnej vody sú uvedené v tab. 1.

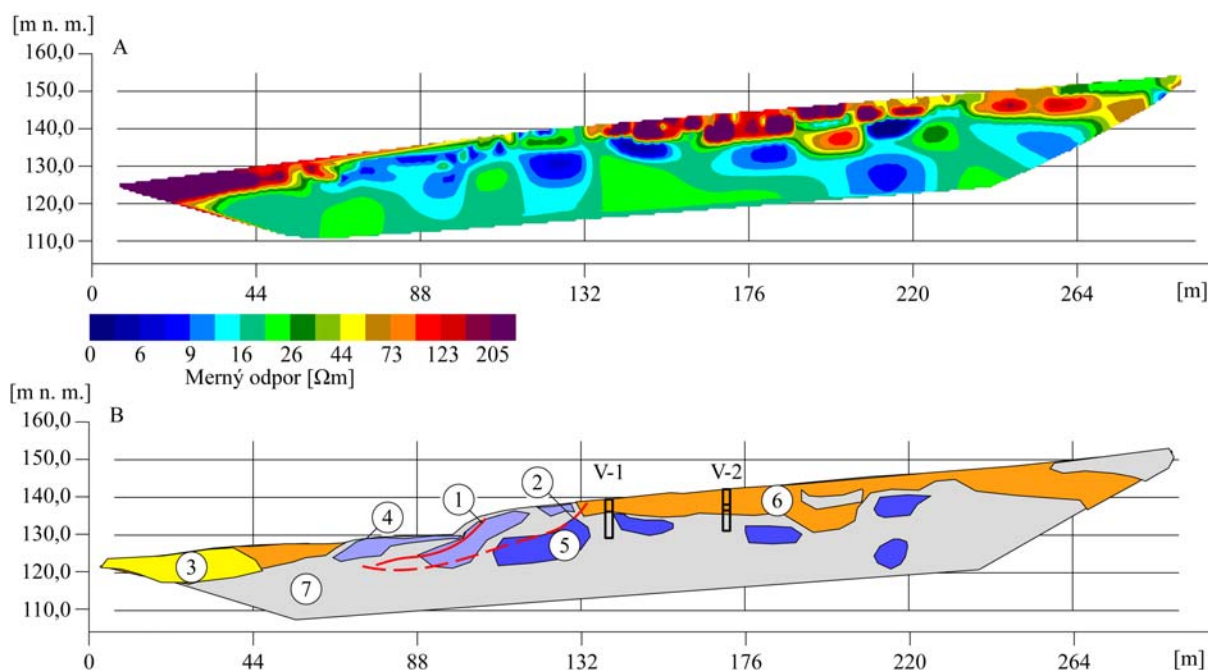
Monitoring režimových ukazovateľov sa začal po vybudovaní pozorovacích vrtov (11 – 12. júla 2011), no počas letných mesiacov sa merania nerobili. Obnovili sa až 7. septembra a pokračovali až do skončenia prieskumu (23. októbra). Merania sa realizovali s dennou frekvenciou. Zmeny hĺbky hladiny podzemnej vody na vybraných vrtoch a zmeny výdatnosti odvodňovacieho vrtu sú zobrazené na obr. 7.

Z meraní hĺbky hladiny podzemnej vody je zrejmé, že po vybudovaní horizontálneho odvodňovacieho vrtu začala hladina vo všetkých vrtoch klesať (tab. 1). Jedinú výnimku tvorí vrt V-6, kde hladina podzemnej vody zostáva z dlhodobého hľadiska na rovnakej úrovni. Počas sledovaného obdobia (5. september až 23. október) poklesla hladina podzemnej vody vo väčšine pozorovaných vrtov viac ako o 1 m. Podobne, pokles bol zaznamenaný aj v prípade výdatnosti odvodňovacieho vrtu VH-8. Počiatočné hodnoty výdatnosti po odvrtaní dosahovali $0,55 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, ale počas monitorovaného obdobia sa hodnota výdatnosti postupne ustálila na úrovni $0,29 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Všeobecný zostup hladiny podzemnej vody a taktiež výdatnosti odvodňujúceho vrtu naznačuje, že v hodnotenom území sa vyčerpali statické zásoby podzemnej vody z horninového prostredia. Drenážny účinok horizontálneho vrtu sa najvýraznejšie prejavil v piezometroch V-1 a V-2, ktoré sú lokalizované v jeho blízkosti. Treba však poznamenať, že počas monitorovania, ako aj v predchádzajúcom období sa nezaznamenali významnejšie zrážkové úhrny. Postupné vyčerpávanie statických zásob podzemnej vody malo pozitívny vplyv najmä na stabilitu postihnutého územia.

Chemická analýza podzemnej vody

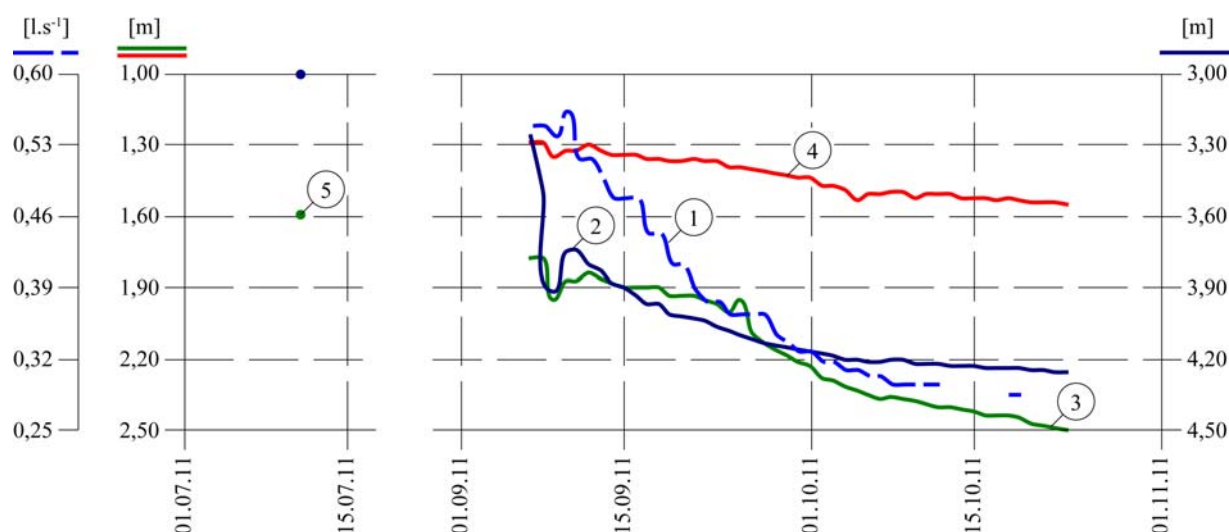
Na základe prieskumných a rekognoskačných prác bolo možné v zosuvnom území konštatovať, že značná časť obyvateľov miestnej časti Kamenica nemá vyriešený spôsob likvidácie splaškovej vody. Vzhľadom na podozrenie, že obyvatelia odpadovú vodu vypúšťajú do horninového prostredia prostredníctvom vsakovania, čím znižujú stupeň stability zosuvných svahov, bola v tomto území navrhnutá rozšírená chemická analýza.



Obr. 6. Geofyzikálny profil. Vysvetlivky: A – elektrická odporová tomografia – 2D inverzný model; B – geologický rez interpretovaný na základe geofyzikálnych a vrtných prác; 1 – šmyková plocha; 2 – potenciálna šmyková plocha; 3 – piesčitý štrk; 4 – vysoko plastický íl; 5 – vysoko vodivé polohy ílu (pravdepodobne so zvýšeným obsahom Mn, prípadne íl s vysokým obsahom uhličitanov); 6 – piesok, piesčitý íl; 7 – íl.

Tab. 1. Monitoring hĺbky hladiny podzemnej vody (hpv).

Vrt	Počet meraní	Maximálna hĺbka hpv		Minimálna hĺbka hpv		Priemerná hĺbka hpv pod terénom [m]	Maximálne kolísanie hĺbky hpv [m]
		pod terénom [m]	dátum merania	pod terénom [m]	dátum merania		
V-1	49	2,92	12. 7. 2011	4,26	22. 10. 2011	4,03	1,34
V-2	49	1,52	12. 7. 2011	2,50	23. 10. 2011	2,14	0,98
V-3	48	0,91	11. 7. 2011	1,55	23. 10. 2011	1,42	0,64
V-4	49	4,10	11. 9. 2011	4,23	7. 9. 2011	4,12	0,13
V-5a	48	3,45	22. 10. 2011	5,23	12. 7. 2011	3,74	1,78
V-5b	48	3,34	12. 7. 2011	3,66	9. 9. 2011	3,60	0,32
V-6	47	3,67	7. 9. 2011	4,65	9. 9. 2011	3,75	0,98
V-7	48	3,70	11. 9. 2011	4,75	21. 10. 2011	4,63	1,05



Obr. 7. Režimové zmeny hladiny podzemnej vody a výdatnosti odvodňovacieho zariadenia. Vysvetlivky: 1 – výdatnosť vrtu VH-8, 2 – 4 – hĺbka hladiny podzemnej vody v pozorovacích vrtoch (2 – V-1, 3 – V-2, 4 – V-3); 5 – ustálená hladina podzemnej vody krátko po uskutočnení prieskumného vrtu.

Na chemickú analýzu sa z vrtov odobrali vzorky podzemnej vody. Pri odbere vzoriek sa priamo v teréne posudzovali základné charakteristiky podzemnej vody ako pH, teplota, merná elektrická vodivosť, obsah rozpustného kyslíka, senzorké vlastnosti a hodnota $\text{KNK}_{4,5}$ a $\text{ZNK}_{8,3}$. Chemická analýza podzemnej vody sa vykonala v akreditovaných laboratóriách ŠGÚDŠ v Spišskej Novej Vsi (výsledky analýzy sú v zhrnuté v tab. 2).

Tab. 2. Výsledky terénnych meraní a účelovej chemickej analýzy podzemnej vody z vybraných vrtov v okolí zosuvu.

Analýzovaný parameter	V-1	V-2	V-3	V-6	VH-8
$t_{\text{vody}} [^{\circ}\text{C}]$	14,1	15	14,7	13,6	12,7
Vodivosť [$\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$]	151	121	102,9	116,8	116
pH	6,86	7,14	6,88	7	7,26
$\text{O}_2 [\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}]$	3,66	3,41	2,98	2,84	8,52
$\text{O}_2 [\%]$	37	36	30,9	28,2	89
$\text{KNK}_{4,5}$	9	6,7	10,8	7,3	5
$\text{ZNK}_{8,3}$	1,9	1,2	2,05	1,25	0,6
Zakalenie	mierne	mierne	stredné	mierne	bez
Zápach	bez	bez	bez	bez	bez
$\text{HCO}_3^- [\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}]$	549	408,7	658,8	445,3	305
$\text{NO}_3^- [\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}]$	189	198	7,31	123	232
$\text{NH}_4^+ [\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}]$	0,07	1,06	0,22	4,15	0,09
$\text{Cl}^- [\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}]$	75,4	71	27,3	69,3	67,2
$\text{PO}_4^{3-} [\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}]$	0,16	0,41	0,09	1,41	<0,03
$\text{CHSK}_{\text{Mn}} [\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}]$	1,77	1,9	1,26	1,9	<0,5

Nameraná teplota vody je primeraná danému prostrediu, pričom mierne zvýšenie teploty (15°C z vrtu V-2) môže byť ovplyvnené teplotou čerpadla, ako aj prípadným plytším obehom. Zo súboru meraní je vzhľadom na obdobie najreprezentatívnejšia najnižšia zaznamenaná teplota, $12,7^{\circ}\text{C}$ z vrtu VH-8.

Hodnoty vodivosti sú vo väčšine vrtov zvýšené a zodpovedajú vyššie mineralizovanej podzemnej vode. Najnižšiu hodnotu vodivosti ($102,9 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$) mala podzemná voda z vrtu V-3 a, naopak, najvyššiu hodnotu (až $151 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$) mala vzorka z vrtu V-1. Obsah rozpustného kyslíka je takmer vo všetkých vzorkách (s výnimkou vrtu V-8) znížený, v rozsahu 2,84 až $3,66 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Toto zníženie môže byť zapríčinené jeho spotrebou pri rozklade organického znečistenia.

Výsledky chemickej analýzy poukázali na výrazný antropogénny vplyv na kvalitu vody. Vo vzorkách bol detegovaný vysoký obsah dusičnanov (123 až $232 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$), ako aj vysoký obsah chloridov ($67,2$ až $75,4 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$). Vo vzorkách z vrtov V-2 a V-6 sa prejavil aj zvýšený obsah fosforečnanov. Najnižšie znečistenie sa preukázalo pri chemickej analýze podzemnej vody z vrtu V-3 (obsah NO_3^- dosiahol hodnotu $7,3 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$). Aj v tomto vrte sa však prejavilo mierne zvýšenie obsahu chloridov ($27,3 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$) a amónnych iónov ($0,22 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$), ako aj zníženie obsahu rozpustného kyslíka. Porovnaním uvedenej analýzy s limitnými hodnotami platnými pre pitnú vodu (zákon č. 496/2010 Z. z.) sa zistilo, že viaceré ukazovatele nespĺňajú dané kritériá.

V rámci analýzy podzemnej vody sa pozornosť venovala aj agresivite pri pôsobení na betónové konštrukcie (STN EN 206-1). Z výsledkov analýzy vidieť, že pod-

zemná voda sa z hľadiska agresivity pri pôsobení na betónové konštrukcie prejavuje ako neagresívna až slabo agresívna.

Inžinierskogeologické mapovanie

Inžinierskogeologické mapovanie sa sústredilo na zosuvné územie a jeho príslušné časti. Zahŕňalo miesta, kde sa v roku 2011 oživil pohyby a kde existuje reálna hrozba poškodenia súkromného alebo obecného majetku a stavebných alebo iných objektov. Bolo zamerané na overenie inžinierskogeologických pomerov, stanovenie rozsahu, typu a geometrie novovzniknutých aj starších svahových deformácií, objasnenie príčin ich vzniku a posúdenie ich aktivity a nebezpečnosti ich aktuálneho stabilného stavu. Súčasne sa zohľadnilo, že v danom území sa uskutočnilo viacero etáp mapovania (Otepka et al., 1983; Bednarik, 2007; Bednarik a Liščák, 2009). Tieto mapové diela poskytli podklad na účelovú inžinierskogeologickú mapu v mierke 1 : 2 000 (zostavenú na podklade Otepku et al., 1983; obr. 4). Finálna syntetická mapa bola teda zostavená na podkladoch mapy inžinierskogeologickej rajonizácie s vyčlenenými podrajónmi a výsledkoch registrácie zosuvov. Ďalším podkladom, ktorý sa zohľadnil počas riešenia úlohy, bola mapa zosuvného hazardu (Bednarik a Liščák, 2009), zostavená na základe štatistických nástrojov v prostredí GIS. Podľa tejto mapy sa celé územie nachádza vo veľmi vysokom stupni zosuvného hazardu.

Zosuvné územie v miestnej časti Kamenica zobrazené na účelovej inžinierskogeologickej mape je súčasťou potenciálneho zosuvného územia sledujúceho kontakt Nitrianskej pahorkatiny s aluviálnou úrovňou Váhu. V tomto území sa počas roku 2011 niekoľkonásobne aktivizovala oblasť terénnej hrany svahu. Samotný zosuv bezprostredne ohrozoval dva rodinné domy (obr. 1 a 4), poškodil trinásť katastrálnych parciel a v prípade ďalších dvanástich predstavoval vážnu hrozbu. Jedným z najväčších následkov zosuvného pohybu bolo poškodenie miestnej komunikácie a ohrozenie inžinierskych sietí, ktoré sa nachádzali v jej tesnej blízkosti. Zosuvom sa poškodilo celkovo $1,09 \text{ ha}$, pričom dĺžka zosuvného telesa bola 73 m a šírka $179,5 \text{ m}$.

Z litologického hľadiska predstavuje zosuv veľmi heterogénne teleso. Je to podmienené jednak polyfázovým vývojom zosuvu, jednak činnosťou človeka. Deponovaním prevažne stavebného odpadu do odlučných oblastí zosuvov sa miestni obyvatelia snažili eliminovať deformácie povrchu. Niektoré časti zosuvného telesa po výdatných zrážkach putovali aj desiatky metrov po ílovom podloží, pričom sa pôvodný deluviálny substrát premiešaval s antropogénnymi uloženinami. Keďže v telese zosuvu sa nachádza veľmi rozmanitý materiál často až blokovej frakcie (betón a železobetón, stavebné drevo, stromy pohlté pri zosuvnom pohybe), všetky výkopové práce v tomto prostredí sú mimoriadne náročné. Uvedené zjemy je preto možné v zmysle STN 73 3050 zaradiť do triedy 5.

Výška odlučnej hrany je v priemere $2,0 \text{ m}$, miestami však dosahuje $3,0$ až $3,5 \text{ m}$. Zosuvné masy v oblasti odlučnej hrany dosahujú hrúbku $3,0$ až $4,0 \text{ m}$, v transportnej časti dosahujú okolo $6,0$ až $8,0 \text{ m}$ a v čele

akumulácie ju odhadujeme na 3,0 až 5,0 m. Charakteristické sú viaceré vývery podzemnej vody, viditeľné na odľučnej hrane. Predstavujú vrstevnú pramennú líniu na kontakte priepustných pieskov s relatívne nepriepustnými podložnými ílmi.

V hĺbke približne 7,0 až 8,0 m je horizont napätej hladiny podzemnej vody, ktorá vo vrte V-2 vystúpila až na úroveň 1,4 m pod terénom, a teda tlakový gradient v čase vzniku zosuvu tu dosahoval približne 6,0 m. V tejto zóne sme identifikovali íly výrazne obohatené o uhličitanové konkrécie, pričom predpokladáme, že ide o vyhojené šmykové plochy staršej zosuvnej generácie v zmysle Otepku et al. (1983).

Príčinou vzniku aktívneho zosuvu boli nadmerné a dlhotrvajúce zrážky a dotovanie územia zachytenou povrchovou zrážkovou vodou a splaškovou vodou, likvidovanou reinjektážou do prostredia, ktoré má predispozíciu na zosúvanie. Vsakujúca voda spôsobuje nasycovanie zeminy a zníženie jej šmykovej pevnosti v dôsledku zmien konzistencie. K vzniku aktívneho zosuvu výrazne prispel aj ďalší antropogénny faktor, a to prítlačenie hrany svahu spomenutými navážkami.

4.2. Laboratórne práce

Všetky laboratórne rozboru sa realizovali v laboratóriu inžinierskej geológie ŠGÚDŠ. Celkovo sa vykonalo 24 klasifikačných rozborov, 4 skúšky na stanovenie reziduálnych a efektívnych šmykových parametrov a 1 skúška stlačiteľnosti zemín v oedometri.

Na zistenie reziduálnych a efektívnych šmykových parametrov sa použili čelust'ové šmykové prístroje so štvorcovým prierezom vzorky (STN 45 0660). Na stanovenie stlačiteľnosti sa použil oedometrický prístroj.

Na základe makroskopického posúdenia vrtných jadier z inžinierskogeologických vrtoch a laboratórnych prác boli v zosuvnom území vyčlenené viaceré litologické typy zemín a hornín, pričom generálne ich možno rozdeliť na súdržné a nesúdržné. Jednotlivé litologické typy zemín je možné charakterizovať ako:

- íl s vysokou plasticitou (CH, F8), ktorý sa zistil prakticky vo všetkých vrtoch. Podľa laboratórnych skúšok sa vyznačuje tuhou až pevnou konzistenciou. Je prevažne sivej farby, s výskytom šmúh okrovej, hnedej a tmavohnedej farby, s rôznym stupňom prevápnenia;
- íl so strednou plasticitou (CI, F6), zistený vo vrtoch V-5, V-6, V-2, V-3 a V-8 v hĺbke viac ako 5 m. Vo vrte V-3 sa nachádza v hĺbke 0,7 až 9,0 m pod povrchom terénu. Je tuhej až pevnej konzistencie, svetlohndej, hnedej a sivej farby, lokálne s výskytom šmúh a jemne piesčitých polôh s lokálnym prevápnením;
- piesčité íl (CS, F4) sivej farby, zistený vo vrtoch V-4, V-5 a V-6;
- piesok s prímiesou jemnozrnnnej zeminy (S-F, S3), identifikovaný vo vrtoch V-4, V-5, V-6 a V-7. Ide o eolické piesky svetlohndej farby, strednozrnnné, vytriedené, s prevládajúcimi frakciami 0,10, resp. 0,250 mm. Podiel jemnozrnnnej zložky sa pohybuje v rozsahu 6 až 10 %. Piesky boli suché až vlhké a pod hladinou podzemnej vody mokré;
- siltovitý piesok (SM, S4), identifikovaný vo vrtoch V-1, V-2 a V-3, sivožltej farby, hrubý, vlhký;

- zle zrnitý piesok (SP, S2), identifikovaný vo vrte VV-7, okrovej farby, suchý.

4.3. Stabilné posúdenie zosuvného svahu

V zosuvnom území boli zostrojené dva inžinierskogeologické profily, ktoré predstavovali základný podklad na stabilné posúdenie vzniknutej svahovej poruchy a zároveň slúžili aj pri návrhu protihavarijných opatrení. Inžinierskogeologické profily boli zostavené na báze údajov z vrtných, meračských a geofyzikálnych prác. Profil 1 – 1' bol vedený priamo cez bezprostredne ohrozený rodný dvojdom so súpisným číslom 711 a 712 (obr. 4). Profil 2 – 2' križuje poškodenú miestnu komunikáciu. Rozvoj zosuvného procesu v územiach oboch profilových línií bol pozorovaný najmä v období máj až jún 2011. Odľučné hrany zosuvov sa retrográdne posúvali smerom do svahu s rizikom poškodenia, resp. ohrozenia stavebných a iných objektov.

Stabilné pomery zosuvného územia sú ilustrované na reprezentatívnom profile 1s – 1s' (obr. 8). Stabilita sa posudzovala na troch šmykových plochách, pričom na II. a III. šmykovej ploche bola v mesiacoch máj až jún 2011 pozorovaná významná pohybová aktivita (niekoľko decimetrov až prvé metre).

Geometria šmykových plôch v stabilnom modeli zosuvného územia bola interpretovaná na základe vrtných prác (vrt mikropilótovej steny), geofyzikálneho merania a terénnej obhliadky študovaného územia.

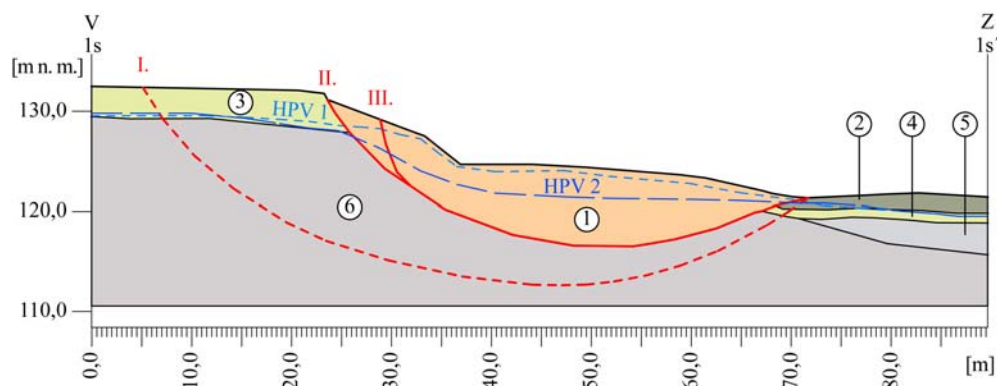
Hladina podzemnej vody je vo výpočtovom modeli interpretovaná na základe terénneho mapovania, ako aj výpovedí dotknutých obyvateľov a predstavuje stav pred realizáciou okamžitých protihavarijných opatrení. Stabilnou analýzou bol odvodený priebeh hĺbky hladiny podzemnej vody, ktorý je potrebné dosiahnuť sanačnými opatreniami na zabezpečenie stability svahu postihnutého zosuvom.

Stabilné výpočty sa robili výpočtovou metódou podľa Sarmu pomocou programu GEO4 (FINE, 1999). Vo výpočtoch sa použili reziduálne parametre šmykovej pevnosti zemín, ktoré sa overili spätnou výpočtovou analýzou. Výsledné hodnoty šmykovej pevnosti vzhľadom na aktivitu zosuvu a hydrogeologické pomery posudzovaného zosuvného územia bolo potrebné čiastočne upraviť. Geotechnické charakteristiky jednotlivých litologických typov použitých pri výpočte stability sú zhrnuté v tab. 3.

Tab. 3. Geotechnické parametre hornín, ktoré sa použili pri stabilnej analýze.

Označ. v profile	Litologický typ	φ_v	c_v	γ
1	zosuvné delúvium	11,00	0,00	19,21
2	hlinité piesky	25,00	1,00	18,00
3	eolicko-deluviálne piesčité sedimenty	38,00	10,00	17,50
4	fluviálny piesok	34,00	0,00	20,00
5	fluviálny štrk	40,00	0,00	21,00
6	neogénne íly – beladické súvrstvie	18,00	5,00	19,21

Hodnoty stability stanovené pri hladine podzemnej vody z obdobia aktivizácie svahového pohybu (HPV1 – obr. 8) poukazujú na nestabilitu najmä na II. a III. šmy-



Obr. 8. Stabilitný výpočtový model zosuvného územia v obci Vinohrady nad Váhom, časť Kamenica. Vysvetlivky: 1 – zosuvné delúvium; 2 – hlinité piesky; 3 – eolicko-deluviálne piesčité sedimenty; 4 – fluviálny piesok; 5 – fluviálny štrk; 6 – neogénne íly – beladické súvrstvie; HPV1 – predpokladaný priebeh hĺbky hladiny podzemnej vody počas aktivizácie svahového pohybu; HPV2 – navrhnuté zníženie hladiny podzemnej vody realizáciou plánovaných sanačných opatrení (HPV, pri ktorej stupeň stability je väčší ako 1,30), I. – potenciálna šmyková plocha; II. a III. – aktívne šmykové plochy.



Obr. 9. Povrchové a podpovrchové odvodnenie územia. Vysvetlivky: 1 – teleso zosuvu; 2 – kopané povrchové rigoly; 3 – subhorizontálny odvodňovací vrt.

kovej ploche. Stupeň stability v oboch prípadoch je nižší ako hodnota medznej rovnováhy (tab. 4). Na potenciálnej šmykovej ploche (I.) nebola prekročená medzná hodnota, vďaka čomu sa v hodnotenom území neprejavila žiadna pohybová aktivita.

Tab. 4. Výsledné hodnoty stupňa stability vypočítané Sarmovou metódou.

Úroveň hpv	Stupeň stability na šmykových plochách (F_s)		
	I.	II.	III.
HPV1	1,09	0,94	0,98
HPV2	1,37	1,38	–

Ideový návrh sanačných opatrení predpokladá zníženie hladiny podzemnej vody na úroveň, pri ktorej stupeň stability dosiahne hodnotu, ktorá z dlhodobého hľadiska zabezpečí stabilitu tohto územia. Hladina podzemnej vody v odlučnej časti zosuvu nesmie presiahnuť úroveň 137,25 m n. m., v transportačnej oblasti 131,76 m n. m. a v akumuláčnej časti 131,12 m n. m.

5. Okamžité havarijné opatrenia

Okamžité protihavarijné opatrenia boli lokalizované do najkritickejších oblastí. Prednostne sa riešila porušená cesta v miestnej časti Kamenica a bezprostredne ohrozený rodinný dvojdom č. 711 a 712. Práce boli zamerané na odvodnenie územia a podchytenie základov ohrozeného objektu.

Odvodnenie sa robilo povrchovo – ryhami, ako aj hlbkovo – subhorizontálnym drenážnym vrtom.

Povrchové odvodnenie sa uskutočnilo prostredníctvom kopaných drenážnych rýh. Ich realizácia bola zabezpečená v spolupráci s Ozbrojenými silami SR (OS SR). Prostredie, v ktorom sa budovali ryhy, bolo natoľko neprístupné, že nebolo možné využiť dostupnú techniku, a teda príslušníci OS SR museli vykonávať práce ručne. Vybudovaný systém povrchových rýh umožnil zachytávať zrážkovú vodu aj vývery podzemnej vody zo svahu. Voda sa odvádzala aj z terénnych depresí, v ktorých sa vytvárali výrazné akumulácie. Zachytená voda sa odvieďla mimo zosuvného územia do aluviálnej nivy rieky Váh. Realizovalo sa 6 rýh s celkovou dĺžkou 428,05 m. Jednotlivé ryhy dosahovali hĺbku okolo 50 cm (obr. 9).

Na zabezpečenie hlbkového odvodnenia bol vybudovaný odvodňovací vrt V-8. Vrt sa realizoval pod ohrozeným rodinným domom (obr. 9). Ústie vrtu sa nachádza približne 7 až 8 m pod rodinným domom. Vrt je orientovaný v smere Z – V (azimut 95°) so sklonom asi 2°. Je vystrojený oceľovou zárubnicou s priemerom 89 mm s perforáciou v intervale 7,5 až 64 m.

Výdatnosť vrtu bezprostredne po jeho dokončení dosahovala 0,55 l . s⁻¹, pričom postupne sa znižovala až na úroveň 0,29 l . s⁻¹ (31. decembra 2011). Počas vrtných prác, približne v tretine celkovej dĺžky vrtu, výdatnosť výrazne vzrástla. Je to možné vysvetliť uvoľnením akumulovanej vody z postihnutého prostredia.

Odvádzaná voda z vrtu sa zvedla do šachty, z ktorej je vedená podzemným potrubím cez revíznú šachtu (zhruba v polovici vedenia) do vsakovacej studne. Vsakovacia studňa je mimo zosuvného telesa, kde odvedená voda prirodzene vsakuje do podložných štrkových uloženín rieky Váh. Revízná šachta a drenážna studňa sú vybavené poklopom, cez ktorý sa dá pozorovať a merať pritekajúca podzemná voda.

Okamžité protihavarijné opatrenie v blízkosti ohrozeného rodinného domu súviselo s podchytением jeho základov. Na tento účel bola v západnej časti domu v jeho tesnej blízkosti vybudovaná kotvená mikropilótová stena (obr. 5).

Realizovaným opatrením sa vytvoril nosný systém, ktorý pozostával z mikropilót a oceľových tyčových kotiev. Takýmto systémom sa podarilo podchytiť severozápadnú časť objektu, kde sa zosuvným procesom obnažili základy. Podmienkou fungovania vytvorenej konštrukcie bolo jej „zakotvenie“ do stabilného prostredia.

Vlastné podchytenie objektu pozostávalo z pilótovej steny, ktorá prechádza cez ílové súvrstvie cez šmykovú plochu a bola zakončená v bloku, na ktorom je postavený rodinný dom. Pilótovú stenu tvorí 6 vŕtaných pilót s dĺžkou 7 m a priemerom 120 mm. Osová vzdialenosť jednotlivých pilót je asi 1 000 mm. Pilóty boli po celej dĺžke vystužené oceľovou rúrou a injektované cementovou zmesou. V hornej časti boli vzájomne spojené oceľovým spojovacím prvkom „U“. Vrchná oceľová konštrukcia bola zabezpečená trojicou šikmých oceľových injekčných závitových kotevných tyčí (IZKT R38) s dĺžkou 10,0 až 10,5 m. Boli vyvŕtané do svahu pod základom domu v osovej vzdialenosti 2 000 mm v sklone približne 45°. Koreňová časť kotvy bola tlakovo injektovaná v dĺžke 4 m.

Realizované podchytenie objektu by malo prostredníctvom mikropilót a kotevných prvkov prenášať príťaženie do podlažia a vylúčiť rozvoj svahovej poruchy.

Drenážne ryhy vyhlbené v súčinnosti s OS SR, podchytenie časti RD č. 711 a 712 kotvenou skupinou mikropilót a subhorizontálny vrt so vsakovacou studňou pod telesom zosuvu prispeli k okamžitému zmierneniu kritickej zosuvnej situácie v tomto území, nestačia však na jeho dlhodobú účinnú celkovú stabilizáciu.

Na celkové dlhodobé zabezpečenie svahu v celej šírke sme prioritne navrhli riešenie otázky spojenej s budovaním kanalizačného potrubia, ktoré bude v budúcnosti zabezpečovať spoľahlivé odvedenie všetkej splaškovej a zachytenej zrážkovej vody mimo zosuvného územia.

Vykonané geologické práce boli podkladom na vypracovanie projektu efektívnej sanácie zosuvného územia a v roku 2012 sa na porušenom svahu realizovali viaceré stabilizačné prvky, ktoré boli sústredené do oblasti porušenej cesty.

6. Záver

V obci Vinohrady nad Váhom v časti Kamenica počas jarných mesiacov v roku 2011 sa výrazne aktivizoval svahový pohyb, ktorý predstavoval priame i nepriame ohrozenie stavieb, majetku a životov obyvateľov. Zosuvná aktivita zaznamenaná v tomto období bola dokumentovaná aj na iných miestach obce (Pomorová, Pográn, Paradič), ktoré si taktiež vyžadujú inžinierskogeologický prieskum a následnú realizáciu sanačných opatrení.

Hlavnou príčinou zosúvania boli výdatné a dlhotrvajúce zrážky z roku 2010. Vznik zosuvu podmienili aj nepriaznivé inžinierskogeologické pomery. Strmé svahy sú budované deluviálnymi, vysoko plastickými ílmi, ktoré pokrývajú uloženiny starších zosuvov. Ďalším faktorom vzniku zosuvného pohybu boli nevhodne realizované a lokalizované antropogénne aktivity. V oblasti odlučnej hrany sa dlhodobo deponovalo veľké množstvo stavebného

odpadu. Toto citlivé prostredie bolo zároveň saturované prostredníctvom vybudovaných vsakovacích objektov zo zachytenej zrážkovej a splaškovej vody. Okrem destabilizácie svahového materiálu došlo v tomto území aj k znečisteniu podzemnej vody. Zistené znečistenie môže mať pôvod v spomenutom nevhodnom spôsobe likvidácie odpadovej vody, prípadne jej nedostatočnom čistení, ale aj v neadekvátnom intenzívnom hnojení. Preto je žiaduce, aby sa v obci v blízkej budúcnosti dobudovala kanalizácia.

Operatívne prieskumné a protihavarijné opatrenia priniesli úspechy pri stabilizácii rodinného domu, ktorý sa „ocitol“ v oblasti odlučnej hrany zosuvu a porušenej miestnej komunikácie. Vďaka povrchovému a podpovrchovému odvodneniu a vybudovanej kotvenej mikropilótovej stene sa svahový pohyb zastavil. Pozitívnym faktorom počas realizácie protihavarijných opatrení bolo dlhé bezzrážkové obdobie, ktoré trvalo od augusta až do novembra.

Z hľadiska zhodnotenia účinnosti realizovaných stabilizačných opatrení bol na pozorovacích vrtoch zabezpečený monitoring zmien hĺbky hladiny podzemnej vody. Na základe týchto meraní bolo možné konštatovať postupné vyčerpávanie statických zásob podzemnej vody, a teda zlepšovanie stabilitných pomerov hodnoteného územia. Tieto monitorovacie aktivity by však bolo vhodné udržiavať aj počas sanačných opatrení, ale najmä po ich skončení. Zároveň by bolo potrebné rozšíriť tento monitorovací sortiment o merania pohybovej aktivity, na základe ktorých by bolo možné preukázať účinnosť uskutočnených opatrení, respektíve nevyhnutnosť realizácie ďalších stabilizačných opatrení.

Na báze výsledkov prieskumných prác bola v postihnutom území aktualizovaná inžinierskogeologická mapa, ktorá by mala predstavovať jeden z rozhodujúcich podkladov pri tvorbe, resp. aktualizácii územného plánu. Mala by sa zohľadňovať aj pri rozhodovaní v stavebnom konaní.

Aj napriek aktualizovanému mapovému podkladu je v budúcnosti potrebné, aby sa plánovanie stavebnej činnosti v zosuvnom území konzultovalo s odborníkom z oblasti inžinierskej geológie.

Vybudované sanačné opatrenia výrazne prispeli k dočasnej stabilizácii územia, no pri zanedbaní údržby by ich účinnosť mohla výrazne poklesnúť. Preto existujúce odvodňovacie ryhy, vybudované ako priame protihavarijné opatrenia, je nevyhnutné čistiť, prípadne zabezpečiť betónovými prefabrikátmi s vhodným profilom. Podobne treba udržiavať aj podpovrchové odvodnenie, aby bolo možné dlhodobo zabezpečiť v území zníženú hladinu podzemnej vody. Na základe odvodenej hĺbky hladiny podzemnej vody v stabilitnom modeli je potrebné z dlhodobého aspektu v odlučnej časti zosuvu zabezpečiť hladinu podzemnej vody pod úrovňou 137,26 m n. m., v transportačnej oblasti 131,7 m n. m. a v akumulačnej časti 131,12 m n. m. Na tento účel však bude potrebné realizovať ďalšie odvodňovacie vrty.

Jedným z ďalších dôležitých výsledkov prezentovaného prieskumu je skutočnosť, že na podkladoch z prieskumných prác boli dimenzované sanačné prvky, ktorých realizácia prebehla v mesiacoch marec až apríl 2012. Tieto sanačné práce by mali zabezpečiť dlhodobú stabilitu v oblasti porušenej cesty.

Literatúra

- Bednarik, M., 2007: Hodnotenie zosuvného rizika pre potreby územnoplánovacej dokumentácie. Dizertačná práca. Manuskript. Bratislava, archív PriF UK, 130 s.
- Bednarik, M. a Liščák, P., 2009: Posúdenie vplyvu povrchových, zrážkových a odpadových vôd na stabilitu územia v katastrálnom území Vinohrady nad Váhom. Manuskript. Bratislava, INGIS.
- Dobrovoda, P., 2010: RD Vinohrady nad Váhom, č. p. 745/2, 5 – posúdenie vypúšťania odpadových vôd do podzemnej vody z ČOV (hydrogeologická štúdia). Manuskript. Bratislava, Hydrogeologický prieskum.
- Faško, P. a Šťastný, P., 2002: Priemerné ročné úhrny zrážok 1 : 2 000 000. In: Atlas krajiny Slovenskej republiky. Bratislava, MŽP SR – Banská Bystrica, SAŽP, s. 99.
- FINE, 1999: GEO4 – Teoretická príručka. 30 s.
- Hrašna, M., 1997: Seizmotektonická mapa Slovenska. Miner. slov. (Bratislava), 29, 6, 451 – 454. Ilavský, R., Pisoň, J., Nahálka, A., Gomolčák, F. a Scherer, S., 1991: Vodné dielo Sereď – inžinierskogeologický prieskum a hydrogeologický prieskum. IGHP, Bratislava. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra. Lapin, M., Faško, P., Melo, M., Šťastný, P. a Tomlain, J., 2002: Klimatické oblasti 1 : 1 000 000. In: Atlas krajiny Slovenskej republiky. Bratislava, MŽP SR – Banská Bystrica, SAŽP, s. 95.
- Lapin, M., Faško, P., Melo, M., Šťastný, P. a Tomlain, J., 2002: Klimatické oblasti 1 : 1 000 000. In: Atlas krajiny Slovenskej republiky. Bratislava, MŽP SR – Banská Bystrica, SAŽP, s. 95.
- Leško, B. a Tichý, Š., 1963: Inžinierskogeologický prieskum ľavobrežia Váhu medzi Hlohovcom a Sereďou. Manuskript. Bratislava, Geol. priesk.
- Liščák, P., 1998: Mapa inžinierskogeologickej rajonizácie. In: Bodiš, D., Čurlík, J., Liščák, P., Pristaš, J., Rapant, S., Smolárová, H. a Zakovič, M., 1998: Súbor regionálnych máp geofaktorov životného prostredia regiónu modelového územia okresu Galanta. Bratislava, MŽP SR – GS SR.
- Liščák, P., Ondrejka, P., Dananaj, I., Gregor, M., Brček, M. a Melicherčík, J., 2011: Inžinierskogeologický prieskum havarijného zosuvu v obci Vinohrady nad Váhom – časť Kamenica. Záverečná správa geologickej úlohy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 48 s.
- Lukniš, M., 1951: Sosunové územie na ľavom brehu Váhu medzi Hlohovcom a Šintavou. Geogr. slov. (Bratislava), 3, 53 – 77.
- Malgot, J., Solčiansky, R., Baliak, F. a Kopecký, M., 1998: Vplyv vodného diela Sereď – Hlohovec na stabilitu zosuvov. In: Wagner, P. a Klukanová, A. (ed.): Geológia a životné prostredie. Zborník referátov z 1. konferencie. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 81 – 83, ISBN 80-85314-90-8.
- Mazúr, E. a Lukniš, M., 2002: Geomorfologické členenie Slovenska. In: Atlas krajiny Slovenskej republiky. Bratislava, MŽP SR – Banská Bystrica, SAŽP.
- Mika, R. a Liščák, P., 1999: Posúdenie územia z hľadiska rizika svaňových pohybov a zakladania objektov na lokalite Hlohovec – Balaton a Svinná hora.
- Môcik, A., Môciková, I., Bednarik, M., Kovacs, T., Liščák, P., Molnárová, A., Mutkovič, A., Ripka, J., Ružičková, J., Straka, P., Tothová, L., Váradiová, D., Zaliberová, M., Bereš, J., Senko, M. a Môcik, M., 2008: Vodné dielo Hlohovec – Sereď, správa o hodnotení vplyvov na životné prostredie podľa zák. NR SR č. 24/2006 Z. z. Manuskript. Bratislava, Pedohyg.
- Nemčok, A., 1982: Zosuvy v slovenských Karpatoch. Bratislava, Veda, 319 s.
- Obuch, Š., 2007: Vinohrady nad Váhom – inžinierskogeologické posúdenie základových pomerov. Manuskript. Piešťany, Hydrogeotech.
- Otepka, J., Menzelová, O., Bohyník, J., Mesko, M., Čubriková, E., Roháčiková, A., Škripeková, L., Novotný, P., Čellár, S., Abelovič, J., Čerňanský, J., Kúdeľa, P. a Bláha, P., 1983: Hlohovec – Sereď, prieskum a sanácia zosuvov. Orientačný inžinierskogeologický prieskum. IGHP Bratislava, SGÚ Bratislava. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 120 s.
- Pristaš, J., Elečko, M., Maglay, J., Fordinál, K., Šimon, L., Gross, P., Polák, M., Havrila, M., Ivanička, J., Határ, J., Vozár, J., Mello, J. a Nagy, A., 2000: Geologická mapa Podunajskej nížiny – Nitrianskej pahorkatiny 1 : 50 000. Bratislava, MŽP SR – Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- STN EN 206-1: Betón. Časť 1: Špecifikácia, vlastnosti, výroba a zhoda.
- STN 73 3050: Zemné práce. Všeobecné ustanovenia.
- STN 45 0660: Krabicový prístroj na laboratórne stanovenie šmykovej pevnosti zemín. Technické požiadavky.
- Švasta, J. a Malík, P., 2006: Priestorové rozloženie priemerných efektívnych zrážok na území Slovenska. Podzemná voda (Bratislava), XII, 1, 12 – 20.
- Zákon č. 496/2010 Z. z., ktorým sa mení a dopĺňa nariadenie vlády Slovenskej republiky č. 354/2006 Z. z., ktorým sa ustanovujú požiadavky na vodu určenú na ľudskú spotrebu a kontrolu kvality vody určenej na ľudskú spotrebu.

GEOLOGICKÉ PRÁCE, SPRÁVY 119

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