

# VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE

KREMNICÝCH VRCHOV

1 : 50 000

Zostavil: Jaroslav LEXA



GEOLOGICKÁ SLUŽBA SLOVENSKEJ REPUBLIKY  
VYDAVATELSTVO DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1998









VYSVETLIVKY  
k regionálnym  
geologickým  
mapám  
Slovenska

Predseda redakčnej rady:

RNDr. Milan POLÁK, CSc.

Členovia redakčnej rady:

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



Jaroslav LEXA, Rudolf HALOUZKA, Milan HAVRILA, Vladimír HANZEL,  
Peter KUBEŠ, Pavol LIŠČÁK, Viera HOJSTRIČOVÁ

# VYSVETLIVKY KU GEOLOGICKEJ MAPE KREMNICKÝCH VRCHOV

**1 : 50 000**

Zostavil: Jaroslav LEXA



GEOLOGICKÁ SLUŽBA SLOVENSKEJ REPUBLIKY  
VYDAVATELSTVO DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1998

© Geologická služba Slovenskej republiky, Vydavateľstvo Dionýza Štúra, Bratislava 1998

**ISBN 80-85314-96-7**



## OBSAH

Abstrakt .....	9
Úvod .....	16
Geografická a morfológická charakteristika územia (J. Lexa) .....	18
Regionálny geologický prehľad (J. Lexa).....	22
Prehľad geologických výskumov a prác (J. Lexa).....	24
Geologická stavba Kremnických vrchov a príahých kotlín.....	30
Morfoštruktúra predterciérneho podložía (J. Lexa) .....	30
Predterciérne podložie – paleoalpínske jednotky (J. Lexa a M. Havrila) .....	32
Tatrikum.....	32
Veporikum .....	33
Hronikum .....	33
Paleogén (J. Lexa) .....	35
Miocén (J. Lexa).....	35
Vulkanity Kremnických vrchov .....	36
Vulkanity Vtáčnika.....	38
Stratovulkán Javoria.....	39
Štiavnický stratovulkán .....	39
Vulkanosedimentárna výplň Turčianskej kotliny .....	40
Vulkanosedimentárna výplň Zvolenskej kotliny .....	40
Vulkanosedimentárna výplň Žiarskej kotliny .....	41
Pliocén až kvartér (R. Halouzka).....	42
Horský kvartér vulkanitov.....	42
Kvartér príahých dolín a doliny Hrona .....	43
Turčianska kotlina .....	43
Zvolenská kotlina .....	44
Dolina Hrona a Žiarska kotlina.....	46
Charakteristika vyčlenených geologických jednotiek.....	47
Paleoalpínske jednotky (J. Lexa a M. Havrila).....	47
Tatrikum.....	47
Kryštalínikum Žiaru.....	47
Ráztočnianska sukcesia .....	49
Veporikum – križňanský príkrov.....	52
Kryštalínikum veporika .....	52
Mladšie paleozoikum veporika.....	53
Mezozoikum veporika .....	53
Hronikum – šturecký príkrov a iné čiastkové príkrovy .....	63

Mladšie paleozoikum hronika .....	63
Mezozoikum hronika.....	65
Paleogén (J. Lexa) .....	71
Podtatranská skupina.....	72
Oligocén / spodný miocén .....	76
Miocén (J. Lexa).....	77
Spodný miocén.....	77
Spodný bádén.....	77
Kordické súvrstvie.....	78
Komplex andezitov s granátom a neresnická formácia.....	86
Bádén .....	88
Zlatostudnianska formácia a I. etapa štiavnického stratovulkánu .....	88
Vrchný bádén .....	100
Handlovske súvrstvie.....	101
Košské súvrstvie .....	101
Lehotské súvrstvie a prašnické štrky .....	102
Plešinská formácia.....	102
Turčecká formácia a formácia Kľakovskej doliny.....	103
Formácia Kremnického štítu.....	112
Krahuľská a studenská formácia.....	114
Sedimenty vrchného bádenu .....	117
Spodný sarmat.....	118
Sitniansky komplex .....	118
Fločovská a rematská formácia, breznický komplex a formácia Javoria.....	119
Sedimenty spodného sarmatu .....	126
Stredný až vrchný sarmat .....	127
Sielnická formácia .....	127
Turovská formácia.....	133
Sedimenty stredného až vrchného sarmatu .....	137
Vrchný sarmat až spodný panón.....	138
Jastrabská formácia .....	138
Panón .....	147
Formácia Vlčieho vrchu .....	147
Komplex Šibeničného vrchu.....	150
Panón až pont.....	152
Pliocén (R. Halouzka).....	153
Dák .....	153
Dák až roman .....	153
Kvartér (R. Halouzka).....	156
Nečlenený kvartér .....	156



Pleistocén .....	159
Nečlenený pleistocén .....	159
Spodný (starší) pleistocén – premindel .....	160
Nečlenený premindel .....	160
Donau .....	160
Günz .....	161
Stredný pleistocén (staršia časť) .....	162
Nečlenený mindel .....	162
Starší mindel .....	167
Mladší mindel .....	167
Stredný pleistocén (mladšia časť) .....	168
Nečlenený riss .....	168
Protoriss .....	168
Starší riss .....	170
Mladší riss .....	172
Vrchný (mladý) pleistocén .....	174
Würm .....	174
Pleistocén/holocén .....	176
Würm / holocén .....	176
Holocén .....	177
Petrochemická a petrologická charakteristika vulkanitov	
Kremnických vrchov (J. Lexa) .....	179
Charakteristika tektonických pomerov .....	194
Tektonika predvulkanického podložja (J. Lexa) .....	194
Tektonika vulkanitov (J. Lexa) .....	197
Neotektonika (R. Halouzka) .....	198
Geologický a tektonický vývoj územia .....	200
Predalpínsky vývoj (J. Lexa) .....	200
Paleoalpínsky vývoj (J. Lexa) .....	201
Neoalpínsky vývoj (J. Lexa) .....	202
Pliocénno-kvartérny vývoj (R. Halouzka) .....	205
Zhodnotenie geofyzikálnych údajov (P. Kubeš) .....	208
Hydrogeologické pomery (V. Hanzel) .....	214
Nerastné suroviny (J. Lexa) .....	232
Rudné suroviny .....	232
Nerudné suroviny .....	239
Energetické suroviny .....	248
Geologické faktory životného prostredia (P. Liščák) .....	252
Významné geologické lokality (J. Lexa) .....	257
Literatúra .....	280
Summary .....	297



## ABSTRAKT

Geologická mapa Kremnických vrchov v mierke 1 : 50 000 je výsledkom systematického geologického mapovania a výskumu realizovaného kolektívom autorov Geologického ústavu Dionýza Štúra (teraz Geologickej služby Slovenskej republiky) v rokoch 1968–1994 a s výnimkou niektorých častí mezozoika západne od Banskej Bystrice je výsledkom nového geologického mapovania s presnosťou 1 : 25 000.

Na geologickej stavbe Kremnických vrchov a priľahlých kotlín sa podieľajú: 1. *paleoalpínske jednotky* centrálnych Západných Karpát zastúpené horninami tatrika, veporika a hronika; 2. *centrálnokarpatský paleogén*; 3. *vulkanity a sedimenty miocénu*; 4. *uloženiny pliocénu a kvartéru*. Geologická stavba je pritom zásadným spôsobom ovplyvnená terciárnou extenznou tektonikou, ktorej diferenciálne vertikálne pohyby podmienili rozčlenenie územia na hrasti a grabeny. V morfoštruktúre predterciérneho podložia dominuje s.-j. orientovaný kremnický graben s amplitúdou subsidencie 1 200–1 500 m, ktorý severným smerom nadväzuje na graben Turčianskej kotliny a južným smerom na graben Žiarskej kotliny.

*Paleoalpínske jednotky* vychádzajú na povrch po obvode vulkanitov Kremnických vrchov v z., s. a sv. časti mapovaného územia. Geofyzikálne údaje a ojedinelé vrty indikujú, že geologická stavba zakrytých častí (predterciérneho podložia vulkanitov) sa nevyvíja obrazu známemu z obvodu stredoslovenských neovulkanitov. *Tatrikum* reprezentované hercýnskym kryštalinikom a tektonicky redukovaným mezozoikom ráztočnianskej sukcesie vystupuje na povrch len v rámci hrasti jadrového pohoria Žiar, v ostatných častiach územia je prekryté horninami krížňanského príkrovu. Rozsah tatrika v podloží krížňanského príkrovu je z jv. strany limitovaný fundamentom veporika (v príkrovovej pozícii) približne na spojnici Riečka – Králiky – Nevoľné – Bartošova Lehôtka – Lutíla. *Veporikum* je v strednej a sz. časti územia reprezentované *krížňanským príkrovom* so stratigrafickým rozpätím stredný trias–spodná krieda (s častou tektonickou redukciou jurských členov), v koreňovej časti pozdĺž spojnice Riečka – Lutíla perm–spodná krieda. Smerom na JV zahŕňa aj časti podložného kryštalinika. V juhovýchodnej časti územia je v podloží terciérnych sedimentov a vulkanitov kryštalinikum severného veporika s nesúvislým pokryvom permských vulkanitov a tektonizovaným sledom série Veľkého boku. *Hronikum* vytvára v skúmanom území v nadloží veporika takmer súvislý horizont s hrúbkou 300–600 m, v antiklinálnych úsekoch a hlbokých dolinách prerušený tektonickými oknami. Hronikum predstavuje sústavu čiastkových príkrovov, ktoré nie sú zatiaľ definované s dostatočnou presnosťou. V severnej časti územia dominuje

štorecký príkrov s vrstvovým sledom od gutensteinských dolomitova vápencov anisu až po hlavné dolomity karnu–norika. Západne od Banskej Bystrice a v podloží južnej časti vulkanitov Kremnických vrchov nad spodnou čiastkovou jednotkou hronika s vrchnotriasovými dolomitmi a vápencami vystupuje vyššia čiastková tektonická jednotka reprezentovaná mladším paleozoikom.

*Vnútrokarpatský paleogén* v hrúbke až niekoľko sto metrov vystupuje v tektonicky obmedzenom v.-z. pruhu od Kordík po Handlovú. Zastúpené je bazálne *borovské súvrstvie* a *hutianske (a zuberecké?) súvrstvie* ílovcov a pieskocov, miestami s vložkami brekcií a konglomerátov *terchovského súvrstvia* s celkovým vekovým rozpätím vrchný eocén až oligocén. V handlovskej oblasti vystupuje v nadloží pieskocové súvrstvie egerského veku, ktoré predstavuje samostatný mladší sedimentačný cyklus. V skúmanom území sú len izolované reliktly piesčitých a organogénnych vápencov egenburgu južne od Čremošného. Čausianske súvrstvie v Handlovskej kotline sa východným smerom vyklíňuje a pod vulkanity Kremnických vrchov nepokračuje.

Miocén v skúmanom území reprezentujú najmä bádenské až panónske vulkanity Kremnických vrchov a okrajovo aj Vtáčnika, štiavnického stratovulkánu a strato-vulkánu Javoria. Sedimenty bádenu až panónu vystupujú spolu s vulkanitmi v príľahlých kotlinách – Turčianskej, Žiarskej a Zvolenskej. Stavba *vulkanitov Kremnických vrchov* je podstatným spôsobom ovplyvnená vývojom kremnického grabenu. Zatiaľ čo v grabene sú vo veľkej hrúbke zastúpené bádenské vulkanity predgrabenového štádia a v hrúbke až 1 000 m výplň grabenu, v jeho okolí tieto vulkanity absentujú, alebo majú podstane redukovanú hrúbku a prevládajú vulkanity sarmatu.

Na báze vulkanitov vystupuje v hrúbke 50–600 m vulkanosedimentárne *kor-dické súvrstvie* spodného bádenu s materiálom andezitov s akcesorickým granátom. Tieto andezity vytvárajú aj extruzívne telesá v nadloží kordického súvrstvia – *komplex andezitov s granátom*, ktorý nie je súvislý a východne od Handlovej je značne narušený zosúvaním. Nadložná *zlatostudnianska formácia* predstavuje reliktly rozsiahleho stratovulkánu pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov spodno- až strednobádenského veku s centrom v oblasti Kremnice. V centrálnej zóne, v rámci vyzdvihnutého bloku kremnickej hrasti, vystupuje komplex intruzív postihnutý premenami s reliktmi lávových prúdov a vulkanoklastífk. V proximálnej zóne východne od kremnického grabenu má formácia typickú stratovulkanickú stavbu – lávové prúdy sa striedajú s epiklastickými vulkanickými brekciami a ojedinele aj brekciami pyroklastických prúdov. Východným smerom lávových prúdov a hrubých brekcií ubúda a pribúdajú drobné brekcie, konglomeráty a pieskovce, naznačujúce prechod do distálnej zóny. Na báze formácie v jej proximálnej zóne vyčleňujeme *komplex Suchého vrchu*, budovaný najmä zbrekciatými lávovými prúdmi a hyaloklastitovými brekciami pyroxenických andezitov, ktoré indikujú počiatkové subakválne prostredie.



*Turčecká formácia* predstavuje litologicky pestrý súbor lávových prúdov, hyaloklastitových brekcií, autochtónnych a redeponovaných pyroklastík a epiklastík bazaltov, bazaltických andezitov, pyroxenických andezitov a leukokratických andezitov, ktorý vytvára spodnú časť výplne kremnického grabenu v hrúbke až 600 m. *Formácia Kremnického štítu* predstavuje vrchnú časť výplne kremnického grabenu v hrúbke až 500 m a priestorovo je naň obmedzená. Formácia má charakter efuzívneho komplexu pyroxenických, amfibolicko-pyroxenických a biotiticko-amfibolicko-pyroxenických andezitov s jednotlivými prúdmi hrúbky 30–150 m. *Krahulská formácia* predstavuje produkty extruzívnej aktivity biotiticko-amfibolických andezitov, ktoré sledujú s.-j. ihráčske zlomové pásmo. Ide o dve extruzívne telesá, niekoľko dajok a ojedinelé výskyty epiklastík.

Ako *flochovskú a rematskú formáciu* vyčleňujeme relikty sarmatských stratovulkánov pyroxenických andezitov v s. a z. časti Kremnických vrchov. Ich centrálnu zónu budujú striedajúce sa tenké, silno zbrekciovatené lávové prúdy a pyroklastiká s periklinálnym uložením. V proximálnej zóne prevládajú lávové prúdy, brekcie pyroklastických prúdov (r. f.) a epiklastické vulkanické brekcie, ktoré v distálnej zóne prechádzajú do konglomerátov a pieskovcov. *Sielnická formácia* predstavuje súbor lávových prúdov, pyroklastických prúdov, svetlých epiklastík amfibolicko-pyroxenických andezitov s vysokým obsahom pemzy a vulkanosedimentárnych hornín v jv. časti Kremnických vrchov. Vulkanické centrum predpokladáme v mieste extruzívneho telesa andezitu pri Turovej. *Turovská formácia* predstavuje produkty vulkanizmu tmavých pyroxenických andezitov v nadloží sielnickej formácie v jv. časti Kremnických vrchov. Centrálnu zónu reprezentujú neky a pyroklastické prúdy v okolí Turovej. V proximálnej zóne vystupujú lávové prúdy, redeponované pyroklastiká, epiklastické vulkanické brekcie a pieskovce, ktoré v. smerom prechádzajú do konglomerátov a jemnejších pieskovcov, naznačujúc prechod do vulkanosedimentárneho súvrstvia vo Zvolenskej kotline.

*Jastrabská formácia* predstavuje produkty ryolitového vulkanizmu stredného (?) až vrchného sarmatu – súbor extrúzií, lávových prúdov, tufov a epiklastík, ktorý v rámci grabenu Žiarskej kotliny v j. časti Kremnických vrchov vytvára súvislý komplex v hrúbke 100–300 m. K jastrabskej formácii priradujeme aj dajky ryolitov až granitových porfýrov v priestore kremnického epitermálneho ložiska drahých kovov, ktoré geneticky súvisí s ryolitovým vulkanizmom.

Formácia *Vlčieho vrchu* predstavuje relikty malého stratovulkánu alkalicko-vápenatých bazaltov až bazaltických andezitov panónskeho veku s centrom na ihráčskom zlomovom systéme. V centre vulkánu vystupujú neky a dajky v prostredí pyroklastických brekcií. Relikty vulkanického kužeľa sú budované tufmi, pemzovými tufmi a aglomerátmi, v jeho vonkajšej časti prevládajú tenké zbrekciovatené lávové prúdy, aglutináty a aglomeráty. Okolo vulkanického kužeľa vystupuje súbor hrubších lávových prúdov. *Komplex Šibeničného vrchu*



panónskeho veku je reprezentovaný celým radom samostatných telies alkalicko-vápenatých bazaltov a bazaltických andezitov, vystupujúcich v prostredí hornín jastrabskej formácie v j. časti Kremnických vrchov. Prítomné sú dajky, sily, lakolity, lávové prúdy a v oblasti Šibeničného vrchu aj relikty kužeľa freatomagmatických pyroklastík.

*Vulkanity Vtáčnika* okrajovo zasahujú do jz. časti skúmaného územia. V nadloží spodnobádenských sedimentov a extruzívnych telies andezitov tu vystupujú v reliktoch ílovce *koškého súvrstvia*, *lehotské štrky* a pri Novej Lehote aj extruzívne teleso hyperstenicko-amfibolického andezitu *plešinskej formácie*. Vyššie nasleduje sekvencia lávových prúdov, redeponovaných pyroklastík a epiklastík *formácie Klakovskej doliny* v celkovej hrúbke až 400 m.

*Vulkanity Javoria* zasahujú do jv. časti skúmaného územia. Z početných jednotiek stratovulkánu Javoria sú tu zastúpené len *neresnická formácia* spodného bádenu, reprezentovaná komplexom epiklastických brekcií proximálnej zóny jedného z extruzívnych dómov, a javorská formácia, reprezentovaná epiklastikami distálnej zóny.

*Štiavnický stratovulkán* zasahuje hlboko do južnej časti Kremnických vrchov. Hranica vulkanitov Kremnických vrchov a štiavnického stratovulkánu tu prebieha zhruba na úrovni Turovej a Železnej Breznice, v detaile však ide o prstovité prelínanie formácií a komplexov oboch vulkanických štruktúr. Na stavbe stratovulkánu sa v tejto oblasti podieľajú: stratovulkanický komplex lávových prúdov a epiklastických vulkanických brekcií *I. etapy*; lávové prúdy, pyroklastické prúdy a epiklastiká biotiticko-amfibolických andezitov *studenskej formácie*, lávové prúdy a korešpondujúce epiklastické vulkanické brekcie *sitnianskeho komplexu*; redeponované tufy, epiklastiká, pyroklastické prúdy a lávové prúdy *breznického komplexu*.

Graben *Turčianskej kotliny* je asymetrický s výrazným úklonom súvrstvi na západ. V spodnej časti výplne nad sedimentmi vrchného bádenu nasledujú v hrúbke 300–400 m redeponované pyroklastiká, epiklastiká a ojedinelé lávové prúdy pyroxenických andezitov *turčeckej formácie*. Vyššie nasledujú v hrúbke 300–400 m prevažne vulkanomiktne ílovito-piesčité sedimenty sarmatu, vo vrchnej časti s dvoma polohami redeponovaných ryolitových tufov *jastrabskej formácie*. Vrchnú časť výplne kotliny predstavuje až 500 m hrubé súvrstvie ílovcov, pieskovecov a štrkov panónu až pontu.

Vulkanosedimentárna výplň *Zvolenskej kotliny* je pod pliocénnymi štrkami nejednotná. Do severnej časti kotliny zasahuje *kordické súvrstvie* v nadloží s epiklastikami distálnej zóny *zlatostudnianskej formácie*. V strednej časti kotliny nad reliktmí kordického súvrstvia a zlatostudnianskej formácie vystupujú v hrúbke 150–250 m vulkanosedimentárne horniny sarmatského veku, ktoré paralelizujeme so *sielnickou* a *turovskou formáciou* a spodnosarmatskými sedimentmi v ich podloží. V južnej časti kotliny sú pod pliocénnymi štrkami prítomné

vulkanosedimentárne horniny vrchného bádenu až spodného sarmatu paralelizované s *breznickým komplexom* a *studenskou formáciou* štiavnického stratovulkánu. Pod nimi vystupuje asi 100 m hrubý komplex epiklastík prislúchajúci k *I. etape* štiavnického stratovulkánu a nižšie až 350 m hrubý komplex epiklastík neresnickej formácie, ktoré na báze prechádzajú do vulkanosedimentárneho súvrstvia spodného bádenu.

Vulkanosedimentárna výplň *severnej časti Žiarskej kotliny* podľa geofyzikálnych údajov dosahuje hrúbku 2 000–2 600 m. V podloží mladších sedimentov stredného sarmatu až pontu vystupujú v celkovej hrúbke 1 500–2 000 m *kordické súvrstvie* a vulkanity spodného bádenu až spodného sarmatu – najmä *zlatostudnianska formácia*, *turčecká formácia* a *formácia Kremnického štítu*, ktoré sú preukázateľne uťaté okrajovými zlomami kotliny. Vyššie nasledujú ílovito-piesčité sedimenty stredného až vrchného sarmatu v hrúbke 400–600 m, produkty ryolitového vulkanizmu *jastrabskej formácie* v hrúbke do 300 m a západne od Lutilského potoka v hrúbke 50–250 m ílovito-piesčité sedimenty panónu–pontu.

*Kvartérne uloženiny* v kopcovitom až horskom prostredí vulkanitov sú výsledkom najmä periglaciálnych procesov z obdobia posledného zaľadnenia. Prítomné sú eluviálno-deluviálne hliny zvetranín, deluviálno-soliflukčné hliny a piesčité hliny, hlinito-kamenité a kamenité svahové hliny a sutiny, zahlienené svahové štrky, periglaciálne blokoviská, deluviálno-fluviálne (splachové) piesčité hliny, zahlienené balvanovité štrky s prechodmi do deluviálno-proluviálnych uloženín dejekčných kužeľov a fluviálne balvanovité štrky horských dolín. V okrajových častiach vulkanitov sú veľkou mierou zastúpené hlinito-kamenité a balvanovité akumulácie zosuvov.

V *Turčianskej kotline* vystupuje pliocén a pleistocén vo forme terás na ľavobreží Turca pri Sklenom. Na pravobreží Turca je rozsiahla akumulácia „diviackeho kužeľa“ strednoplejstocénneho veku, na ktorú nadväzujú aj relikty balvanovitých terás v dolinách Žarnovice a Horného Turca. Najmladšie dnové akumulácie štrkov s pokryvom nívnych hĺn sledujú toky Turca a Žarnovice.

Vo *Zvolenskej kotline* je pliocén vyvinutý vo forme vysokých terás *hronského štrkového súvrstvia*, ale aj vo forme panvovej akumulácie fluviálnych štrkov a pieskov hrúbky až 115 m v poklesávajúcej kryhe *sliáčskej depresie*. Hronské pravobrežie tu má takmer súvislý a kompletný systém kvartérnych riečnych terasových akumulácií Hrona a jeho dnovej akumulácie, variabilne s príslušným pokryvom nívnych alebo splachových hĺn. Systém mladších terás Hrona je pri Badíne a Sielnici prerušený mohutnými periglaciálnymi náplavovými kužeľmi Badínskeho a Sielnického potoka.

V *doline Hrona* medzi Zvolenom a Žiarom nad Hronom *hronské štrkové súvrstvie* vystupuje vo forme vrchnopliocénnej poriečnej rovne na visutej plošine jv. od Železnej Breznice a pri Pitelovej. Akumulácie vysokých a stredných terás

vystupujú v reliktoch v závislosti od morfológie doliny Hrona. Štrky dnovej akumulácie sú súvislé, ale prevažne prekryté pokryvom finálnych nivných hĺn. Ojedinelé relikty terás balvanovitých štrkov v dolinách Rudnice a Ihráčskeho potoka sú porovnateľné so strednými terasami Hrona.

V *Žiarскеj kotline* je pliocén zastúpený hrubým súvrstvom balvanovitých štrkov západne od Janovej Lehoty. V strednej časti kotliny im pravdepodobne zodpovedajú piesky a silty spodného pliocénu. *Hronské štrkové súvrstvie* sa v Žiarскеj kotline nevyskytuje. Najstaršie kvartérne uloženiny severnej časti Žiarскеj kotliny predstavujú sútokové lutisko-hronské štrky lutisko-nadžiarскеj terasy. Stredné terasy sú tu pomerne dobre vyvinuté a vo forme balvanovitých štrkov sa ojedinele zachovali aj v dolinách Slaského a Kopernického potoka. S dolinami medzi Janovou Lehotou a Slaskou súvisel súčasný vývoj mohutných náplavových kužeľov.

Z hľadiska zdrojov obyčajných podzemných vôd sú významné triasové karbonáty krížňanského príkrovu a príkrovov hronika, vulkanické formácie (najmä v prípade tektonického porušenia) a dnovej akumulácie fluvialných štrkov kvartéru. Posledné spomínané akumulácie sú ohrozené znečistením. Poklesnuté komplexy karbonátov mezozoika v podloží vulkanitov sú zdrojom termálnych a minerálnych vôd.

Región Kremnických vrchov je významným zdrojom nerastných surovín. *Epitermálna Au-Ag žilná mineralizácia* bola zdrojom banickej a minciarskej slávy Kremnice a naďalej je najvýznamnejším typom zrudnenia v oblasti Kremnických vrchov. Podzemná ťažba sa skončila v roku 1970, otvorené zostávajú možnosti povrchovej ťažby. Celkové zásoby ložiska vhodné na povrchovú ťažbu pravdepodobne presahujú 10 t zlata pri priemernej kovnatosti okolo 1,5–2,5 g/t Au a okolo 15–25 g/t Ag. *Sb mineralizácia* na podložných žilách v oblasti Šturca bola vyťažená koncom šesťdesiatych rokov. Viacero výskytov a v minulosti ťažených *ložísk ortuti* je známych z malachovského rudného poľa západne od Banskej Bystrice. Charakteristická je monominerálna nízkotermálna mineralizácia impregnačného typu v horninách mezozoika a paleogénu. Rozsiahla historická ťažba zastavená koncom 18. storočia bola dočasne obnovená v osemdesiatych rokoch na ložisku *Veľká studňa*. Zistené parametre výskytov nenasvedčajú na prítomnosť v súčasnosti ťažiteľných ložísk ortuti. Novoobjavená *Au mineralizácia typu Carlin* pri Remate sa neukazuje ako perspektívna.

Rozsiahle komplexy mezozoika krížňanského príkrovu a hronika v z., s. a v. časti regiónu sú zdrojom dolomitov a vápencov. Extruzívne dómy a lávové prúdy andezitov a ryolitov sú bohatým zdrojom kvalitného stavebného, prípadne aj dekoratívneho kameňa. Na extruzívne dómy ryolitov sa viažu ložiská perlitu. Premeny v prostredí ryolitových tufov a epiklastík jastrabskej formácie podmienili vznik významných ložísk keramických surovín (silicifikované tufy, kaolinity, illitovo-montmorillonitové argility), bentonitov a zeolitov. S kremnickým hydro-



termálnym systémom súvisel vznik rozsiahlych telies limnokvarcitov. Na fluviálne uloženiny Hrona sa viažu ložiská štrkopieskov.

Energetické suroviny sú v okrajových častiach Kremnických vrchov a v priľahlých častiach kotlín reprezentované ložiskovými výskytmi hnedého uhlia a lignitu, ktoré vystupujú v sedimentárnych a vulkanosedimentárnych horizontoch spodného bádenu (Badín, Handlová- východ), vrchného bádenu (malé výskyty), stredného až vrchného sarmatu (Sielnica – Turová) a panónu až pontu (Kosorín).

Horský reliéf, geologickou stavbou podmienený charakter pôdy a prítomnosť ložísk drahých kovov rozhodujúcou mierou určili spôsob využívania krajiny. Povrchová ťažba nerastov je najvážnejším zásahom do prírodného prostredia. V súčasnosti vystupuje do popredia aj krajinná hodnota územia a ochrana významných zdrojov podzemných vôd. Závažným fenoménom sú rozsiahle svahové deformácie a zosuvy v okrajových častiach pohoria. Rozsah fenoménu vyžaduje systematické preventívne opatrenia. Zaťaženie prostredia predstavujú skládky odpadu, z ktorých 4 sú určené na rekultiváciu, 4 na ďalšie využitie a monitoring a ostatné na likvidáciu. Na území regiónu sa nachádzajú tri národné prírodné rezervácie, dve prírodné rezervácie a sedem prírodných pamiatok.

## ÚVOD

Kremnické vrchy sú najsevernejším pohorím stredoslovenských neovulkanitov, vystupujúcim v samom strede Slovenska. Pomenovanie pohoria je odvodené od slávneho banského mesta Kremnica s takmer tisícročnou históriou dobývania zlatých a strieborných rúd. Prítomnosť významného ložiska rúd sa odráža aj v bohatej histórii montanistických a geologických výskumov.

Geologická mapa Kremnických vrchov v mierke 1 : 50 000 je výsledkom systematického geologického mapovania a výskumu kolektívom autorov Geologického ústavu Dionýza Štúra (teraz Geologickej služby Slovenskej republiky) v rokoch 1968–1994 a s výnimkou niektorých častí mezozoika západne od Banskej Bystrice je výsledkom nového geologického mapovania s presnosťou 1 : 25 000 – príslušné geologické mapy mierky 1 : 25 000, ako aj pracovné mapy mierky 1 : 10 000 sú uložené v archíve Geologickej služby. Neovulkanity a horský kvartér mapoval J. Lexa, v jv. časti Kremnických vrchov sa na mapovaní v roku 1978 pre geologickú mapu ochranného rajónu kúpeľov Sliač a Kováčová podieľali aj L. Dublan a V. Konečný a v jz. časti Kremnických vrchov sa na mapovaní v roku 1990 podieľal aj L. Šimon. Petrografiú vulkanických hornín pre geologickú mapu spracovala V. Hojstričová. Uložieniny pliocénu a kvartéru v kotlinách a pozdĺž hlavných dolín mapoval R. Halouzka. Predvulkanické útvary z oblasti Handlovskej kotliny a pohoria Žiar preberáme z geologickej mapy Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny (Šimon et al., 1997). Horniny mezozoika v severnej časti územia mapoval M. Rakús, reambuloval S. Buček. V severovýchodnej časti územia horniny mezozoika mapoval M. Havrila. Predvulkanické útvary vo východnej časti územia preberáme z geologickej mapy 1 : 25 000 J. Jaroša et al. (1966) s úpravami hraníc medzi kvartérom a vulkanitmi, stratigrafickej príslušnosti hornín pri Tajove a tektonickej pozície hornín západne od Malachova. Pri geologickom mapovaní a zostavení mapy boli využité staršie geologické mapy, výsledky výskumu a prieskumu nerastných surovín, výsledky výskumu svahových deformácií, dostupné profily vrtovej a interpretácie geofyzikálnych údajov.

Mapa neogénnych vulkanitov vychádza z dôsledného uplatnenia litostratigrafických princípov a vulkanologickej analýzy s rozlíšením petrografických, faciálnych a genetických typov vulkanických a vulkanoklastických hornín. Uložieniny kvartéru sú podrobne geneticky a stratigraficky členené, čo umožňuje vzájomnú koreláciu kvartérneho vývoja Turčianskej, Žiarskej a Zvolenskej kotliny. V záujme lepšieho zobrazenia predkvartérnych útvarov bol rozsah kvartéru v horských oblastiach minimalizovaný na významnejšie akumulácie. V oblastiach

rozsiahlych svahových deformácií v západnej a východnej časti pohoria boli využité aj mapové podklady Katedry geotechniky Technickej univerzity v Bratislave. Predneogénne jednotky v okrajových častiach územia sú zobrazené s variabilným stupňom detailnosti členenia mezozoických komplexov, lebo mapa je tu len sčasti výsledkom nového mapovania a prevažne je prevzatá z viacerých máp staršieho dáta. Výsledky v súčasnosti prebiehajúceho podrobného geologického mapovania v sv. a s. časti územia budú zohľadnené v pripravovanej geologickej mape regiónu Starohorských vrchov a Bystrického podolia.

Mapovaný región susedí, resp. sa čiastočne prekrýva s regiónmi, ktorých regionálne geologické mapy už boli publikované – Poľana, Javorie, Štiavnické vrchy, Vtáčnik a Hornonitrianska kotlina, Turčianska kotlina a Veľká Fatra. Na geologickej mape Starohorských vrchov sa v súčasnosti pracuje.

## GEOGRAFICKÁ A MORFOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA

V záujme úplnosti zobrazenia geologickej stavby Kremnických vrchov v jej nadväznosti na susedné regióny územie tejto geologickej mapy zasahuje okrajovo do geomorfologických jednotiek susediacich s Kremnickými vrchmi (obr. 1), menovite Veľkej Fatry, Starohorských vrchov, Zvolenskej kotiny, Žiarskej kotliny, Hornonitrianskej kotliny, Žiaru a Turčianskej kotliny.

Súčasná morfológia územia je výsledkom transformácie pôvodného vulkanického reliéfu s výraznými etapami zarovňavania a diferenciálnymi pohybmi tektonických kryh na zložitom systéme zlomov (Lacika, 1997). Charakteristické sú nevulkanické reliéfné formy podmienené geologickou stavbou (odolnosťou hornín proti erózii) a výzdvihom či poklesom tektonických kryh v postvulkanickom období s výrazným brachyantiklinálnym vyklenutím s.-j. smeru s osou vo východnej časti pohoria na spojnici Malý Šturec – Hronská Dúbrava (Lacika, 1997; obr. 1 a 2). Toto vykľututie kontroluje vývoj riečnej siete s prvkami radiálneho usporiadania vo východnej a juhovýchodnej časti územia a je zodpovedné aj za vývoj hlboko zarezanej antecedentnej doliny Hrona medzi Zvolenom a Žiarom nad Hronom.

V zmysle geomorfologického členenia Mazúra a Lukniša (1980) v skúmanom území vyčleňujeme:

1. Južné a juhozápadné okraje Veľkej Fatry a Starohorských vrchov so silno rozčleneným kopcovitým terénom s najvyššími kótami okolo 1 000 m. Morfológia je podmienená geologickou stavbou mezozoika – plochší reliéf na horninách jury a kriedy v okolí Čremošného je vystriedaný bralnatým reliéfom v častiach budovaných triasovými vápencami a dolomitmi hronika a krížňanského príkrovu. Vulkanity Kremnických vrchov sú od tohto územia odčlenené výrazným terénnym stupňom relatívnej výšky až 300 m.

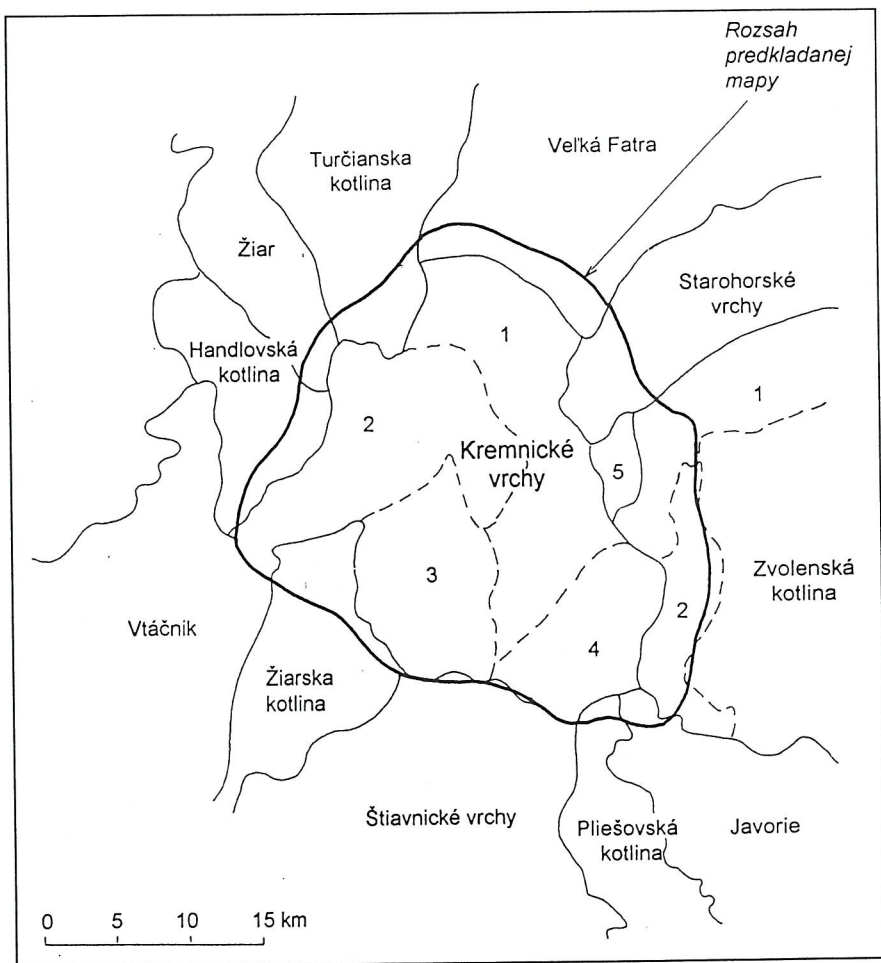
2. Do severozápadnej časti územia zasahuje Turčianska kotlina s plochým (akumulačným) reliéfom v nadmorskej výške 500–550 m. Morfológicky výrazné sú pleistocénne výplavové kužele Turca a Žarnovice.

3. Južne od Turčianskej kotliny do západnej časti územia okrajovo zasahuje pohorie Žiar s výraznými reliktnými zarovnaného povrchu v úrovni okolo 800 m, vytvoreného na horninách tatrika a krížňanského príkrovu.

4. Južne od Žiaru do západnej časti územia okrajovo zasahuje Handlovská kotlina vytvorená na sedimentoch paleogénu a miocénu. Od vulkanitov Kremnických vrchov je oddelená výrazným, zosuvmi modelovaným terénnym stupňom relatívnej výšky okolo 300 m.

5. Severnú časť Žiarskej kotliny s pomerne plochým akumuláčno-eróznym reliéfom v nadmorskej výške 300–400 m na sedimentoch panónu–pontu, pliocénu a kvartéru, podmieneným relatívne mladým poklesom kotliny v období panónu až pliocénu.

6. Severozápadný výbežok Javoria západne od Zvolena.



Obr. 1 Geomorfologické členenie okolia Kremnických vrchov (Mazúr a Lukniš, 1980)  
*Kremnické vrchy*: 1 – flochovský chrbát, 2 – Kunešovská hornatina, 3 – Jastrabská vrchovina, 4 – turovské predhorie, 5 – malachovské predhorie; *Zvolenská kotlina*: 1 – bystrické podolie, 2 – Sliáčska kotlina



7. Západný okraj Zvolenskej kotliny, v južnej časti s plochým akumuláčnym povrchom na sedimentoch pliocénu a kvartéru v nadmorskej výške okolo 300 až 350 m, s výraznými výplavovými kužeľmi Badínskeho a Sielnického potoka. V severnej časti (okolie Banskej Bystrice) je reliéf skôr eróznym, mierne kopcovitým, so zvyškami zarovnaného povrchu v úrovni okolo 450–500 m na horninách mezozoika.

8. Kotlinu medzi Tajovom, Kordíkmi a záverom Malachovského potoka založenú na tektonicky poklesnutom bloku paleogénnych sedimentov. Od vulkanitov Kremnických vrchov je oddelená výrazným, zosuvmi modelovaným terénnym stupňom relatívnej výšky okolo 300 m.

9. Kunešovskú hornatinu v západnej časti Kremnických vrchov s výraznými zvyškami zarovnaného reliéfu z obdobia sarmatu až panónu v úrovni okolo 850 m, vytvoreného najmä na vrchnobádenských horninách výplne kremnického grabenu. Nad túto úroveň mierne vystupuje chrbát Bralová skala – Vysoká – Jazvečia skala – Vysoká hora predstavujúci reliktu andezitového stratovulkánu sarmatského veku.

10. Obdobnú plošinu v oblasti Krahúľ a Kremnického štítu v strednej časti Kremnických vrchov so zvyškami zarovnaného reliéfu v úrovni okolo 1 000 m. Od východnejšie situovaného Flochovského chrbta je oddelená morfológicky výrazným ihráčskym zlomovým systémom.

11. Nevýraznú kotlinu v oblasti Kremnice, Kremnických baní, Lúčok a Kopernice s miernejšie modelovaným reliéfom, podmienenú prítomnosťou ľahko zvetrávajúcich premenených hornín.

12. Jastrabskú vrchovinu v južnej časti Kremnických vrchov (z geologického hľadiska ide o východnú časť grabenu Žiarskej kotliny) so zvyškami zarovnaného povrchu v úrovni okolo 500–600 m, vytvoreného na vrchnosarmatských ryolitoch a ryolitových vulkanoklastikách jastrabskej formácie.

13. Náhornú plošinu Flochovej v severnej časti Kremnických vrchov v úrovni 1 200–1 300 m, podmienenú horizontálne uloženým stratovulkanickým komplexom flochovskej formácie s lávovými prúdmi odolnými proti erózii. Vysoká úroveň náhornej plošiny je podmienená relatívne mladým brachyantiklinálnym vykľutím. Od hornín mezozoika na severe a východe je plošina oddelená výrazným eróznym stupňom. Západným smerom sa plošina postupne zvažuje do Turčianskej kotliny.

14. Flochovský chrbát s nadmorskou výškou okolo 1 100–1 250 m vo východnej časti Kremnických vrchov, ktorý sa smerom na J a JV zvažuje do Turovského predhoria a Zvolenskej kotliny. Morfológia chrbta, ako aj prvky radiálnej riečnej siete v jeho južnej časti a Turovskom predhori sú podmienené relatívne mladým brachyantiklinálnym vykľutím s osou s.-j. smeru. Povrch s radiálnou riečnou sieťou je vyvinutý diskordantne na horninových komplexoch rôznej stratigrafickej úrovne a v žiadnom prípade nemôže reprezentovať zvyšky pôvodného

vulkanického reliéfu. Dokladom relatívne mladého vykľutia je aj antecedentne zarezaná dolina Hrona medzi Zvolenom a Žiarom nad Hronom do vulkanických produktov štiavnického stratovulkánu uklonených na sever a relikty zarovnaného povrchu so zvyškami fluviálnych sedimentov Paleohrona v úrovni okolo 500 m v okolí Hronskej Dúbravy a Trnia. Lokálne plošiny v okolí Trnavej hory, Železnej Breznice a Turovej sú podmienené prítomnosťou vulkanosedimentárneho horizontu na báze sarmatských vulkanitov.

Skúmaným územím prebieha rozvodie Váhu, Nitry a Hrona. Severnú časť odvodňuje Turiec a jeho prítoky. Stredná, východná a južná časť územia je v povodí Hrona. Handlovskú kotlinu odvodňuje potok Handlovka do Nitry. Vývoj riečnej siete bol vo východnej časti Kremnických vrchov kontrolovaný najmä brachyantiklinálnym vykľutím flochovského chrbta. V strednej a východnej časti Kremnických vrchov je zjavná kontrola priebehu tokov zlomami a zlomovými pásmami.

## REGIONÁLNY GEOLOGICKÝ PREHĽAD

V zmysle regionálneho geologického členenia Západných Karpát (Vass et al., 1988) ústredným motívom predkladanej geologickej mapy sú vulkanity Kremnických vrchov, ktoré tvoria severnú časť stredoslovenských neovulkanitov. Vulkanity Kremnických vrchov predstavujú komplex naložených vulkanických foriem bazaltov, andezitov a ryolitov bádenského až panónskeho veku. Okrajové časti územia zasahujú do susedných regionálnogeologických jednotiek centrálnych Západných Karpát a stredoslovenských neovulkanitov (obr. 2).

Predterciérne horniny v západnej, severnej a východnej časti skúmaného územia náležia k pásnu jadrových pohorí, menovite k Žiaru, Veľkej Fatre a Starohorským vrchom. Na ich geologickej stavbe sa variabilne podieľajú horniny tatrika zastúpené kryštalinikom a mezozoickým sedimentárnym obalom, horniny veporika zastúpené mladším paleozoikom a mezozoikom krížňanskeho príkrovu a horniny hronika zastúpené mladším paleozoikom a mezozoikom chočského a štureckého príkrovu. Uvedené horninové komplexy vytvárajú aj podložie vulkanitov Kremnických vrchov.

V oblasti Handlovskej kotliny a západne od Banskej Bystrice vystupujú v poklesnutých blokoch horniny centrálnokarpatského paleogénu. Vrty v oblasti Kremnice dokumentujú prepojenie týchto výskytov v podloží vulkanitov.

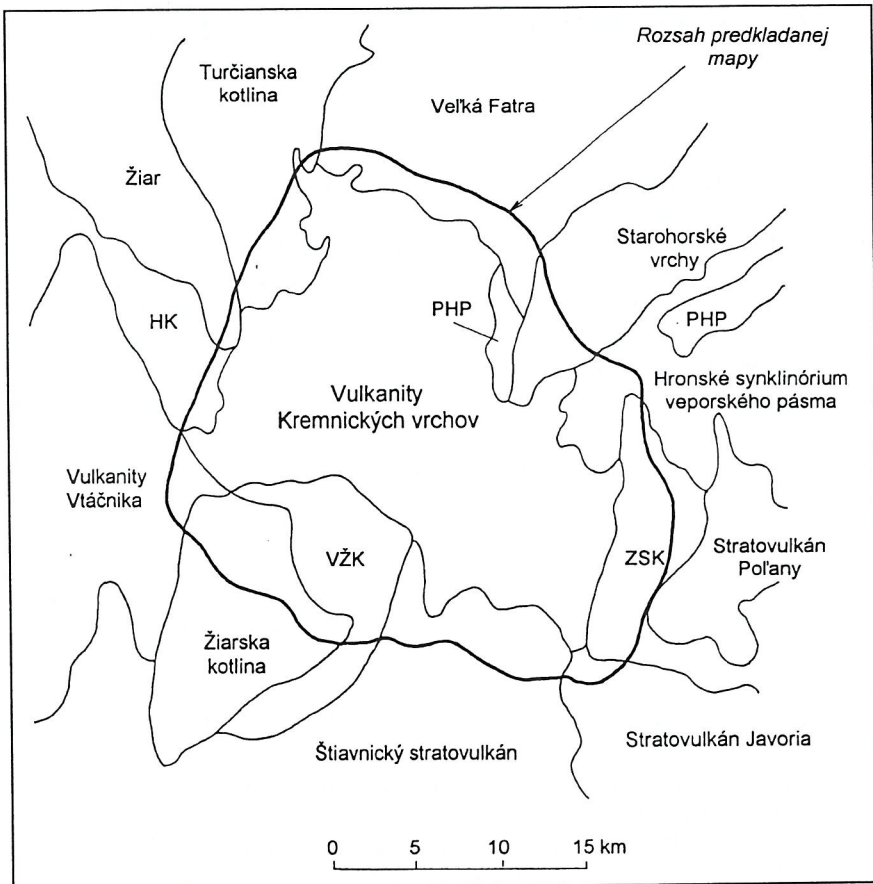
Na severozápade, juhozápade a východe vulkanity Kremnických vrchov susedia s vulkanosedimentárnou výplňou vnútrohorských kotlín, menovite Turčianskej, Žiarskej a Zvolenskej kotliny. Zatiaľ čo miocénna vulkanosedimentárna výplň kotlín je s vulkanitmi zviazaná prechodmi, mladšia, pliocénno-kvartérna výplň kotlín zodpovedá v oblasti vulkanitov výzdvihu a denudácii.

Do juhozápadnej časti Kremnických vrchov zasahujú vulkanity Vtáčnika zastúpené vulkanickými horninami formácie Kľakovskej doliny a sedimentmi lehotského, handlovského a koškého súvrstvia. Formácia Kľakovskej doliny má v Kremnických vrchoch svoj ekvivalent v turčeckej formácii.

Keďže Žiarska kotlina je z geologického hľadiska na východe vymedzená až ihráčskym zlomovým systémom, ryolitové a bazaltové vulkanity Jastrabskej vrchoviny považujeme za vulkanity Žiarskej kotliny.

Do južnej časti Kremnických vrchov výrazne zasahuje štiavnický stratovulkán produktmi bádenského aj sarmatského vulkanizmu. Zastúpené sú horniny predkalderového, kalderového aj postkalderového štádia vo forme stratovulkanických komplexov.

Západne od Zvolena zasahujú vo forme izolovaného kopca do mapovaného územia aj vulkanity stratovulkánu Javorie. Zastúpené sú spodnobádenské vulkanity neresnickej formácie a sarmatské vulkanity formácie Javoria.



Obr. 2 Regionálne geologické členenie mapovaného územia (podľa Vassa et al., 1988)  
 PHP – paleogén Horehronského podolia, HK – Handlovska kotlina, ZSK – Zvolensko-slatinská kotlina, VŽK – vulkanity Žiarskej kotliny



## PREHEAD GEOLOGICKÝCH VÝSKUMOV A PRÁC

Vulkanity Kremnických vrchov, významné výskytom a ťažbou zlato-strieborných rúd, boli oddávna predmetom záujmu geológov. Podrobný rozbor prác až do roku 1960 uvádzajú Fiala (1957, 1961) a Kuthan et al. (1963). Pozornosť si zaslúžia najmä práce Windakiewicza (1866) a Gesella (1895), ktoré obširne spracúvajú problematiku kremnického rudného ložiska v období jeho najväčšieho rozpracovania. Ich mapy priebehu rudných žíl a dokumentácia sú dnes už nenahraditeľným materiálom, pretože väčšina banských prác už nie je prístupná.

V rokoch 1948–1960 po geologickej a petrografickej stránke centrálnu a južnú časť Kremnických vrchov spracúval F. Fiala – výsledky práce sú v početných ročných správach, publikáciách a obširne znova zhrnuté v záverečnej správe z roku 1961 spolu s mapou v mierke 1 : 25 000. Táto správa mimoriadnej úrovne slúžila ako základ našich výskumov. Fiala (1957, 1961) predložil prvú modernú koncepciu stavby Kremnických vrchov a novú sukcesívnu schému, kde vulkanity delí na skupiny a oddiely. Vyčlenené skupiny, oddiely a typy sú v správe podrobne geologicky a petrograficky opísané. Uvedená sukcesia hornín sa dodnes zásadne nezmenila (tab. 1), i keď sú značné rozdiely pri konkrétnom zaradení hornín.

Kuthan et al. (1963) pri syntéze generálnej geologickej mapy aplikovali princíp vulkanických fáz – v oblasti Kremnických vrchov rozlíšili produkty II. andezitovej, III. andezitovej a III. ryolitovej fázy subsekventného vulkanizmu a úvodnú fázu finálneho vulkanizmu (bazaltické andezity). Nebrali pritom do úvahy poznatky Fialu (1957) o superpozícii niektorých pyroxenických andezitov v južnej časti pohoria na biotiticko-amfibolických andezitoch ich III. andezitovej fázy. Tento nedostatok napravili Forgáč et al. (1968) zavedením IV. andezitovej fázy sarmatského veku. Porovnanie uvedenej sukcesie so súčasným členením na formácie je v tab. 1.

Z tohto obdobia je aj spracovanie východnej časti vulkanitov Kremnických vrchov v rámci listu 1 : 50 000 Banská Bystrica skupinou geológov PriF UK v Prahe (Jaroš et al., 1966).

Böhmer (1966) predložil syntézu ložiskových a paragenetických pomerov kremnického rudného poľa, pričom uvádza i nové názory na geologickú stavbu okolia rudných žíl. Zdôrazňuje závažnú rolu intruzívnych telies v stavbe centrálnej zóny Kremnických vrchov. Böhmer (1977) súborne vyhodnotil štruktúrne vrty KŠ-1, KZ-1 a KR-3 v oblasti kremnického ložiska. Charakterizoval horniny v okolí rudných žíl, špeciálnu pozornosť venoval intruzívnym telesám dioritových porfýrov a dioritov a ich úlohe v štruktúre rudného poľa. Výsledky

vrto sú mimoriadne cenné z hľadiska interpretácie intruzívneho komplexu a hlbinej stavby. V správe je zhodnotená aj problematika metalogenézy oblasti a prognóza Au-Ag a polymetalických rúd. Výsledky nasledujúcej etapy vrtného prieskumu v severnej a západnej časti kremnického ložiska zhodnotili Knésl et al. (1989). Z hľadiska geologickej stavby sú najzávažnejšie výsledky týkajúce sa stavby a petrografie subvulkanického intruzívneho komplexu. K poznaniu stavby centrálnej zóny prispel aj štruktúrny vrt LX-15 (Lexa et al., 1983), ktorý overil vulkanický komplex a horniny podložia v oblasti kremnickej hrasti a umožňuje definovať jej stavbu.

Tab. 1 Porovnanie sukcesívnych schém Kremnických vrchov

Fiala (1957, 1961)	Forgáč et al. (1968)	Predkladaná mapa
štrky s nevulkanickým materiálom (Vápenná dolina)		kordické súvrstvie
I. skupina erupcií 1. oddiel	II. andezitová fáza.	zlatostudnianska formácia
I. skupina erupcií 2. oddiel		turčecká formácia
II. skupina erupcií		formácia Kremnického štítu
III.a skupina erupcií	III. andezitová fáza	krahuľská formácia
III.b skupina erupcií (1)	IV. andezitová fáza	fločovská, rematská, (2) sielnická a turovská formácia
IV. skupina erupcií	III. ryolitová fáza	jastrabská formácia
V. skupina erupcií	I. bazaltová fáza	formácia Vlčieho vrchu (2) komplex Šibeničného vrchu

1. Zlatostudnianska formácia zahŕňa aj andezity východnej, hrebeňovej časti Kremnických vrchov, považované Fialom (1957, 1961) za vrcholové andezity III.b skupiny erupcií.

2. S výnimkou časti sielnickej a turovej formácie považované za II. andezitovú fázu.

Forgáč et al. (1969) zverejnili výsledky geofyzikálneho výskumu Kremnických vrchov – v strednej časti vrchov interpretovali s.-j. hrast' v kombinácii s intruzívnym telesom, v hrubých črtách definovali morfoštruktúru podložia neovulkanitov, hlavné zlomové systémy a na základe magnetiky aj rozsah propylitizovaných hornín. Ďuratný et al. (1977) interpretovali výsledky podrobných geofyzikálnych meraní západne od Kremnice a Kremnických baní. Za hlavné výsledky treba považovať stanovenie rozsahu intruzívneho komplexu a rozšifrovanie zlomovej tektoniky. Výsledky nasledujúcej etapy geofyzikálneho výskumu zameraného na geologickú stavbu centrálnej zóny a priebeh hlavných zlomových

štruktúr sú interpretované v správach Filo et al. (1980 a 1982). Nový model morfoštruktúry podložia Kremnických vrchov vypracovali Konečný et al. (1978). Presnejšie definujú kremnický graben s nadväznosťou na Turčiansku a Žiarsku kotlinu ako dominantnú štruktúru s rozsiahlym intruzívnym komplexom v jeho strednej časti. Panáček et al. (1980) predložili detailnejšiu geofyzikálnu interpretáciu intruzívneho komplexu centrálnej zóny.

Rozvoj poznania geologickej stavby a vývoja vulkanitov Kremnických vrchov v sedemdesiatych a osemdesiatych rokoch bol úzko spojený s aplikáciou nových metód litofaciálnej analýzy a paleovulkanickej rekonštrukcie. Lexa (1971) publikoval paleovulkanickú rekonštrukciu stratovulkánu bazaltických andezitov Vlčí vrch. Problematike formy ryolitových telies jastrabskej formácie sa venoval Lexa (1971), otázky genézy ryolitových vulkanoklastík riešili Bezák a Lexa (1982).

Lexa (1975) pri analýze vulkanického komplexu severnej časti Kremnických vrchov vyčlenil celkovo 9 formácií, charakterizovaných typom erupcií, litológiou, faciálnou zonalitou a v neposlednom rade aj petrografickým zložením hornín. Lexa in Böhmer (1976) predložil novú štruktúrnú schému Kremnických vrchov. Definoval hlavné stavebné jednotky, vulkanické centrá a zlomové štruktúry vrátane s.-j. kremnického grabenu a charakterizoval jeho výplň a vzťah k vulkanickým formáciám.

Štúdiu vulkanitov južnej časti Kremnických vrchov sa viac rokov venoval J. Forgáč. Výsledky prác sú zhrnuté vo vysvetlivkách k listu Kováčová a Malachov (Forgáč a Pulec et al., 1975), k listu Stará Kremnička (Forgáč et al., 1978) a v publikácii o vývoji vulkanosedimentárneho komplexu v centrálnej časti stredoslovenských neovulkanitov (Forgáč a Pulec, 1978). Štúdiu výplne Žiarskej kotliny sa venoval Pulec (1966), samostatne i v spolupráci s Forgáčom (pozri predchádzajúci text). Uvedení autori spolupracovali aj pri vyhodnotení štruktúrneho vrtu JP-1 v Jastrabej (Gašparik a Pulec et al., 1980) a FŽB-1 pri Železnej Breznici (Forgáč et al., 1972). V uvedených prácach autori členia vulkanický a vulkanosedimentárny komplex na päť vývojových období v intervale bádén až pliocén a zaoberajú sa jeho litológiou, stratografiou a vulkanotektonickým a paleogeografickým vývojom. V tom istom čase v západnej časti Kremnických vrchov (list Handlová) mapoval Brlay (1974). Zostavené geologické mapy sa neskôr ukázali ako metodicky zastarané – nekompatibilné s výsledkami mapovania v strednej a severnej časti Kremnických vrchov. Neskôr ich premapoval J. Lexa.

V južnej časti Turčianskej kotliny bol realizovaný štruktúrny vrt GHŠ-1 (Gašparik et al., 1974), ktorý predstavuje v podstate jedinú informáciu o výplni tejto časti kotliny a umožňuje koreláciu výplne kotliny s vulkanitmi Kremnických vrchov.

Lexa (1979) predložil geologickú mapu a vysvetlivky listu Kremnica. Mapa a vysvetlivky predstavujú výsledky dlhoročného výskumu, zahŕňajú rozsiahle



geofyzikálne a technické práce a priniesli celý rad nových a závažných poznatkov z oblasti litológie, stratigrafie a tektoniky. Vyhodnotenie štruktúrneho vrstu LX-5 sv. od Kremnice (Lexa, 1979) prinieslo zásadné informácie o hĺbke kremnického grabenu a jeho výplni, ktorú reprezentuje turčecká formácia a formácia Kremnického štítu s celkovou hrúbkou okolo 1 000 m.

Kvalitatívne nová syntéza stratigrafie, geologickej stavby, štruktúry, vývoja vulkanizmu a paleografickej rekonštrukcie Kremnických vrchov bola obsiahnutá v geologickej mape mierky 1 : 100 000, štruktúrno-vulkanologickej schéme tej istej mierky a príslušných vysvetlivkách (Konečný a Lexa, 1979, 1984; Planderová et al., 1979; Lexa a Konečný, 1979). Syntéza stratigrafie bola spresnená a doplnená o definície a charakteristiku litostratigrafických jednotiek v publikácii Konečný et al. (1983).

Podrobné geologické mapovanie vulkanitov Kremnických vrchov pokračovalo zostavením geologických máp jednotlivých listov mierky 1 : 25 000 v rokoch 1982–1993 (Lexa et al., 1982, 1983, 1984, 1986; Konečný et al., 1983; Šimon et al., 1991, 1994). Tieto mapy priniesli podstatný pokrok v poznaní geológie, litológie a petrografie vulkanitov a slúžili ako podklad na zostavenie predkladanej geologickej mapy. Doriešené boli aj otázky litostratigrafického členenia, príslušnosti hornín k litostratigrafickým jednotkám a paleovulkanickej rekonštrukcie. Problematike formy ryolitových telies jastrabskej formácie sa venoval Lexa (1971), otázky genézy ryolitových vulkanoklastík riešili Bezák a Lexa (1982), litologicko-petrografickej charakteristike a paleovulkanickej rekonštrukcii turčeckej formácie a formácie Kľakovskej doliny sa venovali Lexa a Hojstričová (1980) a Šimon (1991). Problematiku petrografie a geochemie hornín súberne spracovali Lexa a Hojstričová (1985).

K poznaniu stratigrafie vulkanitov Kremnických vrchov podstatnou mierou prispeli výsledky palynologických výskumov (Planderová et al., 1979; Konečný et al., 1983; Lexa et al., 1984), rádiometrické datovanie K/Ar a FT metódou (Bagdasarjan et al., 1970; Kantor et al., 1984, 1988, 1990; Repčok, 1981, 1982, 1984; Balogh et al., 1998) a paleomagnetické výskumy (Pagáč, 1970; Orlický, 1992).

Pri zostavení uvedených základných geologických máp mierky 1 : 25 000 boli využité aj výsledky (najmä dokumentácia technických prác) početných akcií vyhľadávacieho prieskumu. Išlo najmä o úlohy zamerané na vyhľadávanie stavebného kameňa (Šubjak, 1961; Knésl et al., 1964; Mušák et al., 1968; Domanický a Kozáč, 1970; Domanický et al., 1973, 1979, 1981; Lacko et al., 1976; Knéslová et al., 1984), nerudných surovín (Beňo a Očenáš, 1968; Zuberec a Sýkora, 1980; Zuberec, 1983; Hroncová a Sýkora, 1985–1989), rudných surovín (Knésl, 1979; Knésl et al., 1973–1989; Knéslová, 1983; Knéslová et al., 1987) a uhlia (Čechovič, 1944, 1950; Ťapák, 1979; Klubert a Juriš, 1981; Blaško et al., 1987, 1989).



Geológie kvartéru sa dotýkajú najmä práce Činčuru (1970) o morfogéneze južnej časti Turčianskej kotliny, Mazúrovej (1978) o terasách riek česko-slovenských Karpát, Nemčoka (1957, 1961) o morfológickom vývoji údolia Hrona a Škvarčeka (1973) o kvartérnom vývoji horného úseku doliny Hrona. Janík et al. (1986) a Kanda et al. (1986) vyhodnotili výsledky geofyzikálneho a morfológického prieskumu kvartéru v údolnej nive Hrona. Halouzka (1986) v rámci hodnotenia západoslovenského terasového systému riečnych akumulácií zhodnotil aj terasový systém strednej časti Hrona.

Uloženyiny pliocénu a kvartéru na predkladanej mape a vo vysvetlivkách k nej spracoval na základe vlastného mapovania R. Halouzka. Základné geologické mapovanie v mierke 1 : 25 000 sa realizovalo najprv v sezónach 1975 a 1978 až 1979 na mapách vojenského listokladu na zostavenie geologických máp jednotlivých listov tejto miery a mapy ochranného rajónu kúpeľov Kováčová a Sliach. To isté územie bolo neskôr v rokoch 1982–1984, 1986 a 1991 novo premapované (aktualizované) už na mapách nového listokladu a ďalej rozšírené až do úplného rozsahu kvartéru v regióne Kremnických vrchov. Použité boli aj mapy miery 1 : 5 000 z 2. zväzku (stredný Hron) publikovaného účelového atlasu Hrona, zostaveného v spolupráci R. Halouzku s Geofyzikou Bratislava (Janík a Kanda et al., 1986). Mapovanie kvartéru v príslušnej časti Turčianskej kotliny sa realizovalo v rokoch 1981 a 1989. Spracovanie kvartéru je obsiahnuté vo vysvetľujúcich textoch k jednotlivým geologickým mapám (Halouzka in Lexa et al., 1982, 1983, 1984, 1986; Konečný et al., 1983; Šimon et al., 1991). Odporúčame aj vysvetľujúce texty k mapám susedných regiónov s čiastočným prienikom do územia predkladanej mapy, a to Turčianskej kotliny (Halouzka in Gašparik et al., 1995), Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny (Halouzka in Šimon et al., 1997) a Štiavnických vrchov a Pohronského Inovca (Halouzka in Konečný et al., 1998).

Staršie práce zaoberajúce sa geologickou stavbou a vývojom predterciérnych jednotiek sú sumarizované vo vysvetlivkách ku generálnej geologickej mape 1 : 200 000, listy Žilina a Banská Bystrica (Maheľ et al., 1964) a Regionálnej geológii Západných Karpát (Maheľ et al., 1967). Napriek tomu považujeme za nutné spomenúť práce Andrusov a Matejka (1931), Andrusov et al. (1931), Matejka (1931), Hromádka (1935) a Čechovič (1944), ktoré položili základy dnešného chápania geologickej stavby stredného Slovenska.

Jaroš et al. (1966) zhrnuli výsledky viacročného geologického mapovania v mierke 1 : 25 000 a stratigrafického, litologického a štruktúrneho výskumu na liste M-34-111-C Banská Bystrica. Prínos práce spočíva najmä v systematickosti a ucelenosti výskumov a zhrnutí dovtedajších poznatkov. Potvrdili názor Koutka (1937) o presune krížňanskej jednotky cez d'umbierske jadro a tektonickej podstate starohorského okna. V rámci krížňanskej jednotky vyčlenili tri čiastkové jednotky s čiastočne odlišným vývojom a tektonickým štýlom, presunuté cez seba od juhu na sever na krátku vzdialenosť. Potvrdili názor Bieleho (1964) o auto-

chtónnej pozícii mezozoika a mladšieho paleozoika krížnanskej jednotky na kryštaliniku ľubietovskej zóny veporika. Novým poznatkom bolo vyčlenenie najvyššej jednotky príkrovovej stavby označenej ako čiastkový príkrov Flosu.

Geologickej stavby a vývoja paleoalpínskych jednotiek stredného Slovenska sa dotýka aj súborná práca Maheľa (1986). Detailnejšie informácie však vyplývajú až z výsledkov novšieho podrobnejšieho mapovania a tematických štúdií. Predterciérne útvary a centrálnokarpatský paleogén v západnej časti tohto mapovaného územia boli spracované v rámci vysvetliviek k regiónu Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny (Šimon et al., 1997). Mezozoikum v severnej časti regiónu mapoval Rakús (1982) a Buček (1998). Jeho stavby a vývoja sa bezprostredne dotýkajú vysvetlivky k regiónu Veľkej Fatry (Polák et al., 1997), v ktorých je rozpracované detailnejšie litostratigrafické a tektonické členenie hronika. Zásadne nový pohľad na litostratigrafické a tektonické členenie hronika všeobecne priniesli práce Havrilu (1992, 1993).

Problematiku podložia neogénnych vulkanitov a sedimentov z regionálneho hľadiska riešili Fusán et al. (1971, 1987). Konkrétne údaje prinášajú správy o vrtoch (Forgáč et al., 1972; Pulec, 1966; Knésl et al., 1976; Ľapák, 1979; Gašparik et al., 1974; Gašparik a Pulec et al., 1980; Biely et al., 1977; Böhmer, 1977; Lexa et al., 1979, 1983; Blaško et al., 1987, 1989). Tektonickú pozíciu mezozoika v bezprostrednom nadloží spodnej kriedy krížnanskeho príkrovu riešil Biely (1979).

Prehľad prác ložiskového, geofyzikálneho a hydrogeologického výskumu a prieskumu je obsiahnutý v úvodných častiach príslušných kapitol vysvetliviek.

## **GEOLOGICKÁ STAVBA KREMNICKÝCH VRCHOV A PRÍLAHLÝCH KOTLÍN**

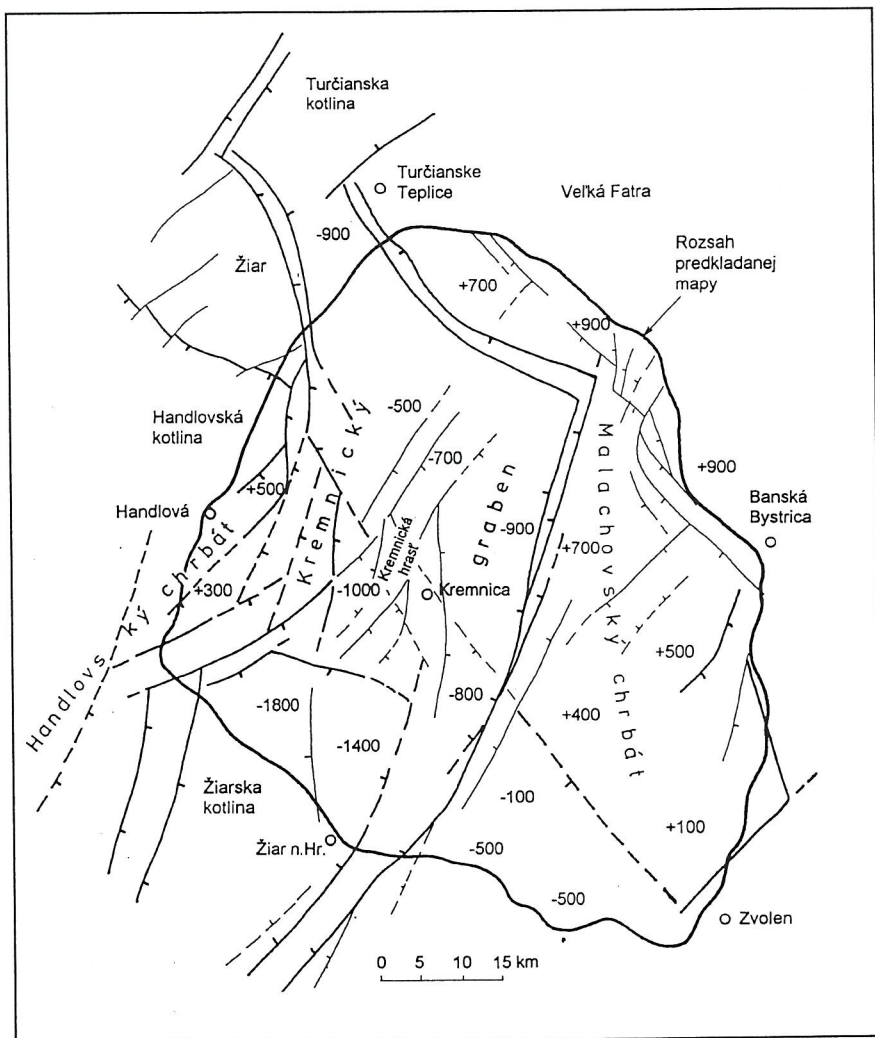
Ako sme už uviedli v úvode, na geologickej stavbe Kremnických vrchov a príľahlých kotlín sa podieľajú: 1. paleoalpínske jednotky centrálnych Západných Karpát zastúpené horninami tatrika, veporika a hronika, 2. centrálnokarpatský paleogén, 3. vulkanity a sedimenty miocénu a 4. uloženiny pliocénu a kvartéru. Geologická stavba je pritom zásadným spôsobom ovplyvnená terciárnou extenznou tektonikou, ktorej diferenciálne vertikálne pohyby podmienili rozčlenenie územia na hrasti a grabeny.

### **MORFOŠTRUKTÚRA PREDTERCIÉRNEHO PODLOŽIA**

Vzhľadom na celkové zarovnanie reliéfu začiatkom miocénu dnešná morfoštruktúra predterciérneho podložia je výsledkom terciérnej, najmä strednomiocénnej extenznej tektoniky, variabilne s prvkami transtenzie a laterálneho sklzu. Hraťovo-prepadlinová stavba sa vyvíjala postupne v podmienkach meniacej sa orientácie principiálneho stresu zo sz.-jv. smeru v spodnom bádene cez s.-j. smer vo vrchnom bádene po sv.-jz. smer v období sarmatu až spodného panónu (Nemčok a Lexa, 1990; Nemčok et al., 1993).

V morfoštruktúre predterciérneho podložia (obr. 3) dominuje s.-j. orientovaný kremnický graben s amplitúdou subsidencie 1 200–1 500 m. Severným smerom nadväzuje cez segment sz.-jv. orientácie na graben Turčianskej kotliny a južným smerom na graben Žiarskej kotliny, ktorého subsidencia bola ešte výraznejšia – až okolo 2 200–2 500 m. Uvedené grabeny sú mierne až silno asymetrické, s výraznejším poklesom západného krídla. V strednej časti kremnického grabenu je čiastková kremnická hrať s podobne asymetrickou stavbou. Kremnický graben je zo západnej strany limitovaný hraťou Žiaru a handlovským chrbtom pokračujúcim na juh, kde predterciérne podlozie vychádza na povrch, resp. sa nachádza v relatívne vysokej úrovni. Obdobne je kremnický graben na severovýchode a východe limitovaný malachovským chrbtom. V jeho rámci je úroveň podložia daná brachyantiklinálnym vykľutím s osou s.-j. smeru ponárajúcou sa smerom na juh. V severnej časti malachovského chrbta je predterciérne podlozie na povrchu v úrovni 800–1 000 m, j. a jv. smerom do Zvolenskej kotliny postupne klesá až pod úroveň mora. Asymetrický polgraben Zvolenskej kotliny je uklonený na východ. Relatívne nižšiu úroveň má podlozie v bloku južne od malachovského chrbta.

V detaile morfoštruktúru podložia modelujú aj početné zlomy druhého rádu s menšou amplitúdou pohybu, prevažne v paralelnom usporiadaní s hlavnými zlomovými štruktúrami.



Obr. 3 Morfoštruktúra predterciérneho podložia Kremnických vrchov a príľahlých kotlín – čísla indikujú nadmorskú výšku povrchu podložia (podľa Konečného et al., 1978)



## Predterciérne podložie – paleoalpínske jednotky

Predterciérne podložie budované paleoalpínskymi jednotkami vychádza na povrch len po obvode vulkanitov Kremnických vrchov v západnej, severnej a severovýchodnej časti skúmaného územia. V ostatných častiach územia máme o jeho kvalite informáciu len z interpretácie geofyzikálnych údajov (Fusán et al., 1969, 1971, 1979, 1987) a ojedinelých vrtoch, ktoré dosiahli podložie (Forgáč et al., 1972; Pulec, 1966; Knésl et al., 1976; Ťapák, 1979; Gašparik et al., 1974; Gašparik a Pulec et al., 1980; Biely et al., 1977; Böhmer, 1977; Lexa et al., 1979, 1983; Blaško et al., 1987, 1989). Tieto údaje indikujú, že geologická stavba zakrytých častí predvulkanického podložia sa nevyvíja obrazu známemu z obvodu stredoslovenských neovulkanitov (Lexa et al., 1982, 1983).

Všeobecne pre jednotky predterciérneho podložia platí, že sú porušené aj terciérnou extenznou tektonikou v podobe siete zlomov variabilnej hustoty a s rozdielnou amplitúdou vertikálneho pohybu.

## Tatrikum

Tatrikum vystupuje na povrch len v rámci hrasti jadrového pohoria Žiar, v ostatných častiach územia je prekryté horninami krížňanského príkrovu, prípadne hronika. Geologická stavba v oblasti Starohorských vrchov (Jaroš et al., 1966), sklenoteplického ostrova (Konečný et al., 1993) a rázdielskeho bloku Tribeča (Ivančíka et al., 1998) indikuje, že rozsah tatrika v podloží krížňanského príkrovu je z jv. strany limitovaný príkrovom fundamentu veporika, približne na spojnici Riečka – Králiky – Nevoľné – Bartošova Lehôtka – Lutilla.

Hercýnske kryštalinikum Žiaru v skúmanom území budujú prevažne biotitické pararuly, ktoré predstavujú plášť telesa hybridných granitov nevystupujúcich na povrch. Bezprostredné podložie sedimentárneho obalu na južnej strane vytvárajú dvojsľudové granity, ktoré sa s biotitickými rulami stýkajú s najväčšou pravdepodobnosťou na zlome ssz.-jv. smeru.

Sedimentárny obal kryštalinika, uložený na jeho južnej strane so sklonom 35–55° na juh, predstavuje mezozoikum ráztočnianskej sukcesie. Sukcesia je výrazne tektonicky redukovaná – jednotlivé členy sú budované so značne variabilnou hrúbkou, resp. úplne chýbajú. To sa odráža vo vysokom stupni laterálnej nehomogenity. Odspodu hore sú v ráztočnianskej sukcesii skúmaného územia zastúpené: 1. v nesúvislých tenkých reliктох gutensteinské vápence stredného triasu, 2. v súvislejšom horizonte väčšej hrúbky ramsauské a hlavné dolomity stredného až vrchného triasu, 3. karpatský keuper, 4. v hrubšom horizonte vápence jury a 5. v ojedinelom tenkom reliкте porubské súvrstvie spodnej kriedy.

## Veporikum

Veporikum predstavuje dominantný prvok predterciérneho podložia. V strednej a sz. časti územia ho reprezentuje krížňanský príkrovom, v jv. časti územia kryštalinikum so sedimentárnym obalom mladšieho paleozoika a mezozoika. Veporikum je spolu s nadložným hronikom mierne deformované na systém antiklinálnych a synklinálnych štruktúr (Rakús in Lexa et al., 1982) – v antiklinálnych úsekoch veporikum (resp. krížňanský príkrov) vytvára tektonické okná, v synklinálnych úsekoch je prekryté horninami hronika v hrúbke 300–600 m, ojedinele až vyše 1 000 m.

Podľa situácie v oblasti Starohorských vrchov (Jaroš et al., 1966) a rázdielkeho bloku Tribeča (Ivanička et al., 1998) krížňanský príkrov v koreňovej časti pozdĺž spojnice Riečka – Králiky – Nevoľné – Bartošova Lehôtka – Lutilla má stratigrafické rozpätie perm–spodná krieda a smerom na JV zahŕňa aj časti podložného kryštalinika. Pre koreňovú zónu príkrovu sú charakteristické aj časté duplexy, redukované sledy a vyšší stupeň deformácie spojené so slabými prejavmi metamorfózy. V severozápadnej časti územia má krížňanský príkrov stratigrafické rozpätie len stredný trias (v pohorí Žiar až vrchný trias) až spodná krieda a vykazuje častú redukciu najmä jurských členov. Príkrov tektonicky spočíva na kryštaliniku tatrika s príslušným, zvyčajne tiež tektonicky redukovaným obalovým mezozoikom.

V juhovýchodnej časti územia v podloží vulkanosedimentárnej výplne Zvolenskej kotliny s najväčšou pravdepodobnosťou vystupuje kryštalinikum ľubietovskej zóny veporika s nesúvislým pokryvom permských vulkanitov a tektonizovaným sledom mezozoického obalu (Biely in Dublan et al., 1979). Pod južnou časťou vulkanitov Kremnických vrchov v okolí Hronskej Dúbravy môžeme očakávať situáciu podobnú sklenoteplickému ostrovu – duktilne deformované a slabo metamorfované kryštalinikum so sériou Veľkého boku v obalovej pozícii, smerom na sever prekryté horninami hronika.

## Hronikum

Horniny hronika vytvárajú v skúmanom území takmer súvislý horizont v nadloží veporika s hrúbkou 300–600 m, ojedinele až vyše 1 000 m, ktorý je prerušený najmä v antiklinálnych úsekoch tektonickými oknami. Hronikum ako samostatnú tektonickú jednotku prvého rádu pôvodne vyčlenili Andrusov et al. (1973). V rámci hronika vyčlenili čiastkové tektonické jednotky nižšieho rádu: 1. šturecký príkrov, ktorý je spodnou jednotkou, 2. chočský príkrov s. s., v ktorom vyčlenili spodný čiastkový príkrov, svarínsky a vrchný čiastkový príkrov, bielovážsky. Analýza Bieleho (1979), ako aj posledné práce z oblasti Veľkej Fatry (Polák et al., 1997) a Starohorských vrchov (Havrila – nové mapovanie)

ukazujú, že hronikum je naozaj budované sústavou čiastkových príkrovov s variabilným faciálnym vývojom triasu a s variabilným zastúpením litostratigrafických jednotiek od mladšieho paleozoika po vrchný trias, ale nie celkom v súlade s členením Andrusova et al. (1973). Jednotlivé príkrovy, respektíve čiastkové príkrovy však nie sú zatiaľ s dostatočnou presnosťou definované, ani detailným mapovaním nie je stanovený ich rozsah.

Príkrov hronika sv. od Handlovej budujú na báze gutensteinské vápence v nadloží s horizontom reiflinských (zámostských?) a wettersteinských vápencov a mohutným komplexom wettersteinských a hlavných dolomitov (Havrila in Polák et al., 1996; Mello in Šimon et al., 1997). Len ojedinele bola mimo mapovaného územia pri Ráztočne zaznamenaná aj tenká poloha lunkých vrstiev.

V južnej časti Veľkej Fatry sz. od železničnej stanice Čremošné Polák et al. (1997) dokumentujú vrstvový sled porovnateľný s najspodnejším, necpalským príkrovom, a to lunké vrstvy a hlavné dolomity v bezprostrednom nadloží spodnej kriedy krížňanského príkrovu. Pre vyššie situovaný a podstatne rozsiahlejší šturecký príkrov uvádzajú nasledujúci vrstvový sled: gutensteinské dolomity spodného anisu, gutensteinské vápence anisu hrúbky až 80 m, ramsauské dolomity anisu, mohutné súvrstvie gaderských vápencov pelsónu až ilýru, málo hrubé súvrstvie krinoidových vápencov v tom istom vekovom intervale, svetlosivé krinoidové dolomity ladinu, wettersteinské vápence ladinu a v najvyššej pozícii wettersteinské dolomity ladinu.

Nové mapovanie Havrila v oblasti Starohorských vrchov jv. od Malého Šturca dokumentuje zdvojenie vrstvomého sledu hronika na úrovni lunkých vrstiev, keď v ich tektonickom nadloží opakovane vystupujú wettersteinské dolomity. Túto situáciu je možné interpretovať ako primárne opakovanie lunkých vrstiev vo vrstvovom slede (málo pravdepodobné), ako duplexnú štruktúru štureckého príkrovu, alebo aj ako prítomnosť nižšieho čiastkového príkrovu hronika. O prítomnosti dvoch čiastkových príkrovov hronika svedčí situácia západne od Banskej Bystrice a v podloží južnej časti vulkanitov Kremnických vrchov (Biely, 1979). Nad spodnou čiastkovou jednotkou hronika reprezentovanou stredno- až vrchnotriasovými dolomitmi s tenkou nesúvislou polohou lunkých vrstiev, kössenskými vrstvami a miestami aj dachsteinskými vápencami vrchného triasu tam vystupuje vyššia čiastková tektonická jednotka hronika reprezentovaná mladším paleozoikom maluzinského a nižnobocianskeho súvrstvia.

## **Silicikum?**

Vozárová a Vozár (1988) v súlade s názorom Bieleho (1979) zaradili horniny permu pri Kremničke jz. od Banskej Bystrice k maluzinskému súvrstviu hronika. Podľa Vozára (ústna informácia) litologicky podobné horniny vrchnoskýtskeho veku na kóte Flos západne od Banskej Bystrice s najväčšou pravdepodobnosťou



nie sú súčasťou hronika, ale sú korelovateľné s horninami východne od Hrona, ktoré Bystrický (1964) označil ako séria Drienku.

## PALEOGÉN

Nad horninami mezozoika vystupuje v oblasti Kordík a Handlovej v tektonicky obmedzených poklesnutých blokoch vnútrokarpatský paleogén v hrúbke až niekoľko stovák metrov. Vrty LX-15 (Lexa et al., 1983) a KŠ-1 (Böhmer, 1977) pri Kremnici indikujú, že uvedené výskyty paleogénu sú pod vulkanitmi strednej časti Kremnických vrchov prepojené. Ide o súčasť v.-z. pásma výskytov centrálnokarpatského paleogénu od Brezna na východe po Bánovskú kotlinu na západe, ktoré vďaka poklesu bolo v období spodného miocénu ochránené pred eróziou.

V oblasti Kordík je paleogén reprezentovaný bazálnym borovským súvrstvom vo vývoji polymiktných až karbonatických konglomerátov, karbonatických brekcií, vápnitých pieskocov a foraminiferových pieskocov a hutianskym súvrstvom ílovcov ležiacim v nadloží s vekovým rozpätím vrchný eocén až oligocén (Jaroš et al., 1966; Lexa et al., 1983).

V oblasti Handlovej kotliny je paleogén reprezentovaný bazálnym súvrstvom polymiktných až karbonatických zlepcov a brekcií a hutianskym a zubeveckým súvrstvom ílovcov a pieskocov situovaným v nadloží, miestami s vložkami brekcií a konglomerátov terchovského súvrstvia, s vekovým rozpätím vrchný eocén až oligocén. V nadloží sukcesie centrálnokarpatského paleogénu vystupuje v tejto oblasti pieskovcové súvrstvie egerského veku, ktoré vykazuje niektoré podobnosti s bielopotockým súvrstvom v iných oblastiach výskytu centrálnokarpatského paleogénu (Gross in Šimon et al., 1997). Toto súvrstvie však leží na rôznych členoch podtatranskej skupiny, a predstavuje teda samostatný mladší sedimentačný cyklus.

## MIOCÉN

V skúmanom území zatiaľ neboli identifikované horniny spodného miocénu, s výnimkou izolovaných reliktovej piesčitéj a organogénnych vápencov egenburgu v širšom okolí Čremošného. Čausianske súvrstvie egenburského veku v Handlovej kotline sa východným smerom vyklíňuje a pod vulkanity Kremnických vrchov nepokračuje. Ílovito-piesčité súvrstvie západne od Banskej Bystrice, zaradené Jarošom et al. (1966) a Pacltovou (1966) do egeru, sa ukázalo ako nejednotné; časť pôvodného súvrstvia bola priradená k hutianskym vrstvám oligocénu a časť ku kordíckemu súvrstviu spodného bádenu (Lexa et al., 1983).

Miocén v skúmanom území reprezentujú najmä bádenské až panónske vulkanity Kremnických vrchov a okrajovo aj Vtáčnika, štiavnického stratovulkánu a stratovulkánu Javoria. Sedimenty bádenu až panónu vystupujú spolu s vulka-



nitmi v prilahlých kotlinách – Turčianskej, Žiarskej a Zvolenskej. Najmladšie panónske vulkanity a sedimenty sa priestorovo viažu na Žiarsku kotlinu, ktorej subsidencia pokračovala ešte aj v tomto období.

## Vulkanity Kremnických vrchov

Stavba vulkanitov Kremnických vrchov je nejednotná, značne závislá od lokalizácie vulkanických centier a uvedeného mladého tektonického rozčlenenia na hrast'ovo-prepadlinovú stavbu. Pri opise stavby sa pridržame litostratigrafického členenia Konečného et al. (1983).

V oblasti *handlovského chrbta* pri západnom okraji Kremnických vrchov vystupuje v nadloží paleogénu najprv vulkanosedimentárne súvrstvie spodného bádenu (kordické súvrstvie) s narastajúcou hrúbkou južným smerom až na 500 až 600 m s dominantným zastúpením ílovcovo-pieskovcových vrstiev morského vývoja (Gašpariková in Blaško et al., 1989). Najmä v spodnej časti súvrstvia sú zastúpené aj uhoľné ílovce, uhlie, redeponované tufy, tufity, epiklastické vulkanické pieskovce, hrubé pieskovce a konglomeráty s nevulkanickým materiálom.

V nadloží kordického súvrstvia vystupujú extruzívne telesá amfibolicko-pyroxenických andezitov, miestami s akcesorickým granátom. Komplex andezitov s granátom nie je súvislý a je značne narušený zosúvaním. Vrt JL-1 severne od Janovej Lehoty (Biely et al., 1977) overil aj koreňové časti extruzívnych telies vo forme hrubých dajok. Súvislejší je nadložný stratovulkanický komplex pyroxenických andezitov zlatostudnianskej formácie, vystupujúci južne od Rematy až v hrúbke 250 m. Prítomnosť intenzívne zbrekciovatých lávových prúdov a hyaloklastitových brekcií indikuje subakválne prostredie. K zlatostudnianskej formácii v súčasnosti zaraďujeme aj intruzívne teleso dioritového porfýru pri Remate.

Uvedené horninové komplexy východným a južným smerom poklesávajú pozdĺž okrajových zlomov kremnického grabenu a podľa výsledkov vrto (Blaško et al., 1989) v poklesnutých blokoch majú podstatne väčšiu hrúbku. V ich nadloží sú v hrúbke až niekoľko stovák metrov zachované andezitové lávové prúdy, pyroklastiká a epiklastiká turčeckej formácie (v jz. časti formácie Kľakovskej doliny).

Tektonicky rozčlenené horninové komplexy bádenu sú prekryté v hrúbke do 200 m reliktnými sarmatského andezitového stratovulkánu rematskej formácie s centrom pri Remate.

V oblasti *kremnického grabenu* dosahujú vulkanity celkovú hrúbku až 1 500 m, pričom staršie členy jeho výplne sú obnažené v rámci vyzdvihnutého bloku kremnickej hrasti v strednej časti grabenu. Nad paleogénom a kordickým súvrstvom s ložnými intrúziami andezitov (Lexa et al., 1983) vystupuje v hrúbke až 1 000 m zlatostudnianska formácia, ktorá je v tejto oblasti zastúpená najmä intruzívnymi horninami centrálnej zóny s naloženými procesmi propylitizácie či chlo-

ritizácie. Ide najmä o ložné telesá andezitových a dioritových porfýrov, ktoré boli umiestnené v spodnej časti vulkanického komplexu a medzi vulkanickým komplexom a horninami podložia. Pôvodné vulkanické členy poznáme len z okrajových častí grabenu, respektíve z reliktov medzi ložnými intrúziami. V rámci vyzdvihnutého bloku kremnickej hrasti, kde máme údaje z povrchu i početných vrtoch (Fiala, 1961; Böhmer, 1977; Lexa et al., 1983; Knésl et al., 1989), k propylitizovanému komplexu andezitov a andezitových porfýrov sa pripájajú v hĺbke aj telesá dioritových porfýrov, dioritov a gabrodioritov.

Mimo kremnickej hrasti v nadloží hornin zlatostudnianskej formácie vystupujú v hrúbke až 500 m lávové prúdy, hyaloklastity, pyroklastiká a epiklastiká bazaltických andezitov, pyroxenických andezitov a leukokratných andezitov turčeckej formácie a až 500 m hrubý efuzívny komplex amfibolicko-pyroxenických andezitov formácie Kremnického štítu, ktorej hrúbka severným smerom klesá. Výplň kremnického grabenu je najmä v jeho západnej časti ešte tektonicky rozčlenená na relatívne úzke kryhy s výrazným úklonom na západ. Pri Krahuliach a Ihráči sú zachované extruzívne telesá a dajky biotiticko-amfibolických andezitov krahul'skej formácie. Na zlomovom systéme kremnickej hrasti sú prítomné dajky ryolitov až granitových porfýrov, s ktorými priestorovo i časovo koinciduje vývoj drahokovových žíl kremnického rudného poľa, sprevádzaný premenami hornín typu silicifikácie, draselnej metasomatózy a argilitizácie (Böhmer, 1966).

Južným smerom sú uvedené horninové komplexy obmedzené zlomami severného okraja Žiarskej kotliny a pravdepodobne pokračujú ďalej na juh v podloží jej vulkanosedimentárnej výplne (pozri ďalej).

Severným smerom kremnický graben nadväzuje na južné zakončenie Turčianskej kotliny. Ako indikuje vrt GHŠ-1 (Gašparik et al., 1974) a celková analýza oblasti (Lexa et al., 1982), vulkanity zlatostudnianskej formácie sa severným smerom vyklíňujú (resp. boli erozívne odstránené) a hlavnú masu výplne grabenu predstavujú vulkanity turčeckej formácie. Obdobne severným smerom sa vyklíňujú amfibolicko-pyroxenické andezity formácie Kremnického štítu a v nadloží turčeckej formácie priamo ležia produkty sarmatského až panónskeho vulkanizmu prekrývajúce aj okrajové zlomy grabenu. Ide o spodnosarmatskú flochovskú formáciu, predstavujúcu v hrúbke 100–400 m relikty stratovulkánu pyroxenických andezitov s centrom v oblasti kóty Krpec severne od Turčeka, plošne nesúvislé ryolity a ryolitové vulkanoklastiká jastrabskej formácie vrchnosarmatského veku s centrom tiež v oblasti kóty Krpec a relikty stratovulkánu bazaltických andezitov Vlčí vrch panónskeho (?) veku s centrom severne od Skalky, charakterizovaným prítomnosťou komínových brekcií a početných nekov a dajok.

*Východná časť Kremnických vrchov* medzi kremnickým grabenom a Zvolenskou kotlinou je najmä na severe tektonicky vyzdvihnutá a mierne uklonená na východ. Na báze vulkanitov tu vystupuje vulkanosedimentárne kordické sú-

vrstvie v hrúbke 10–150 m a v jeho nadloží reliktu andezitového stratovulkánu zlatostudnianskej formácie v hrúbke 100–400 m, budované na západe typickým stratovulkanickým komplexom lávových prúdov a hrubých epiklastík proximálnej zóny, na východe s prechodom do komplexu epiklastík periférnej zóny. Aj tu v spodnej časti formácie vystupujú silno zbrekčovatené lávové prúdy sklovitého andezitu sprevádzané hyaloklastitovými brekciami, ktoré Lexa et al. (1983) označili ako komplex Suchej hory.

Horniny kordického súvrstvia a zlatostudnianskej formácie sa pri úklonoch 10–15° na J až JV ponárajú južným a juhovýchodným smerom pod mladšie sarmatské formácie (sielnickú a turovskú) pozdĺž línie prebiehajúcej v jz. svahu Badínskej doliny, v závere Sielnickej doliny a v jv. svahu doliny Čiernej vody. Súčasne v dôsledku denudácie v období vrchného bádenu až spodného sarmatu klesá hrúbka zlatostudnianskej formácie a severne od Železnej Breznice a Sielnice sa bádenské vulkanity celkom vykliňujú – vo vrtoch FŽB-1 2 km s. od Železnej Breznice (Forgáč et al., 1972) a vo vrte P-2 pri Sielnici (Pulec, 1966) už nie sú prítomné.

Juhovýchodnú časť Kremnických vrchov budujú vulkanity sielnickej formácie mierne uklonené na juh a juhovýchod (hrúbka 100–200 m) a turovskej formácie (hrúbka 50–150 m), ktoré východným smerom prechádzajú do vulkanosedimentárnej výplne Zvolenskej kotliny. Sielnickú formáciu s predpokladaným centrom západne od Turovej tvoria epiklastiká a pyroklastiká pyroxenických a amfibolicko-hyperstenických andezitov, ku ktorým v južnej časti pribúda niekoľko lávových prúdov s extrúziou biotiticko-amfibolicko-hyperstenického andezitu a bazálne ílovcovo-tufitické vrstvy. Turovskú formáciu s explozívnyimi a lávovými nekmi situovanú v nadloží v okolí Turovej tvoria na západe lávové prúdy, pyroklastiká a epiklastiká pyroxenických andezitov, na východe len pyroklastiká a epiklastiká.

V podloží turovskej a sielnickej formácie je v jv. časti Kremnických vrchov vyvinuté pomerne hrubé sedimentárne súvrstvie ílovcov, pieskocov a tufitických sedimentov sarmatského veku overené vrtom FŽB-1 (Forgáč et al., 1972), ktoré sa severným smerom vykliňuje na reliktoch stratovulkánu zlatostudnianskej formácie a južným smerom spolu s nadložnými vulkanitmi na komplexoch severnej časti štiavnického stratovulkánu uklonených na sever. Východným smerom je toto súvrstvie pravdepodobne prepojené s vulkanosedimentárnou výplňou strednej časti Zvolenskej kotliny (Forgáč a Pulec, 1978; Lexa et al., 1983).

## **Vulkanity Vtáčnika**

Vulkanity Vtáčnika okrajovo zasahujú do Kremnických vrchov (v geografickom zmysle) v jz. časti skúmaného územia medzi Novou a Janovou Lehotou. Zatiaľ čo staršie jednotky reprezentované mohutným ílovcovo-piesčitým súvrst-



vím a komplexom extruzívnych telies hyperstenicko-amfibolických andezitov spodnobádenského veku sú korelovateľné s kordickým súvrstvom a komplexom andezitov s granátom v rámci vulkanitov Kremnických vrchov, vyššie ležiace sedimenty a vulkanity prejavujú nadväznosť na susedné vulkanity Vtáčnika, respektíve sú ich súčasťou. V nadloží spodnobádenských sedimentov a extruzívnych telies andezitov vystupujú v reliktoch ílovce koškého súvrstvia, lehotské štrky a pri Novej Lehote aj extruzívne teleso hyperstenicko-amfibolického andezitu plešinskej formácie. Vyšie nasleduje sekvencia hornín formácie Kľakovskej doliny v celkovej hrúbke až 400 m, reprezentovaná redeponovanými tufmi, pemzovými tufmi a aglomerátmi, uloženinami pyroklastických prúdov, epiklastickými vulkanickými brekciami, konglomerátmi, pieskovicami a lávovými prúdmi pyroxenických andezitov, v spodnej časti v sprievode hyaloklastitových brekcií.

Systém okrajových zlomov Žiarskej kotliny podmieňuje stupňovité poklesy a sekundárny úklon vrstiev smerom k Žiarskej kotline.

### **Stratovulkán Javoria**

Vulkanity Javoria zasahujú do skúmaného územia od JV vo forme izolovaného kopca západne od Zvolena, oddeleného od vlastného stratovulkánu riekou Hron. Z početných jednotiek stratovulkánu Javoria sú tu zastúpené len neresnická formácia spodného bádenu, reprezentovaná komplexom epiklastických brekcií proximálnej zóny jedného z extruzívnych dómov, a javorská formácia, reprezentovaná epiklastikami distálnej zóny.

### **Štiavnický stratovulkán**

Štiavnický stratovulkán zasahuje hlboko do južnej časti Kremnických vrchov v úseku medzi Piteľovou na západe a Budčou na východe. Hranica vulkanitov Kremnických vrchov a štiavnického stratovulkánu tu prebieha zhruba na úrovni Turovej a Železnej Breznice, v detaile však ide o prstovité prelínanie formácií a komplexov oboch vulkanických štruktúr. Rieka Hron prerezáva štiavnický stratovulkán v jeho proximálnej zóne, pre ktorú je charakteristické, že mladšie jednotky vystupujú vo forme výplne paleodolín a tie sa smerom na sever otvárajú do akumulčných (proluviálnych) kužeľov. Na stavbe stratovulkánu sa v tejto oblasti podieľajú: 1. stratovulkanický komplex lávových prúdov a epiklastických vulkanických brekcií I. etapy, 2. lávové prúdy, pyroklastické prúdy a epiklastiká biotiticko-amfibolických andezitov studenskej formácie vo výplni paleodolín orientovaných na S a SV, v oblasti Budče s prechodom do výplavového kužeľa, 3. lávové prúdy sitnianskeho efúzívneho komplexu vo výplni paleodolín orientovaných na sever, pri ktorom v tejto oblasti evidujeme aj korešpondujúci horizont epiklastických brekcií, 4. redeponované tufy, epiklastiká, pyroklastické prúdy

a lávové prúdy breznického komplexu, z výplne paleoúdolí prechádzajúceho severne od Hrona do mohutného výplavového kužeľa, ktorý sa severným smerom ponára pod mladšie vulkanity sielnickej a turovskej formácie. Vrt FŽB-1 (Forgáč et al., 1972) dokladá, že tento výplavový kužeľ sa smerom na sever prstovite vyklíňuje vo vulkanosedimentárnom súvrství spodného sarmatu.

### **Vulkanosedimentárna výplň Turčianskej kotliny**

Geologickú stavbu južnej časti Turčianskej kotliny charakterizuje vrt GHŠ-1 (Gašparik et al., 1974; Lexa et al., 1982). V spodnej časti nad málo hrubým vulkanosedimentárnym súvrstvím vrchného bádenu nasleduje 300–400 m hrubý komplex redeponovaných pyroklastík, epiklastík a ojedinelých lávových prúdov turčeckej formácie. Vyššie nasledujú prevažne vulkanomiktné, ílovito-piesčité sedimenty sarmatu s polohami štrkov v celkovej hrúbke 300–400 m. Vo vrchnej časti sarmatských sedimentov sú dve polohy redeponovaných ryolitových tufov a piesčitých epiklastík. Vrchnú časť výplne kotliny predstavuje až 500 m hrubé súvrstvie ílovcov, vulkanomiktných pieskocov a štrkov panónu až pontu. Korelácia turčeckej formácie a horizontov ryolitových tufov s odkryvmi pri Hornej Štubni indikuje, že výplň kotliny je výrazne asymetrická, značne uklonená na západ, čo pozorujeme aj na odkryvoch. V hrúbke do 20–30 m sú prítomné štrkopiesčité až balvanovité pleistocénne náplavy Turca a Žarnovice.

### **Vulkanosedimentárna výplň Zvolenskej kotliny**

Lexa et al. (1983) na základe reinterpretácie profilov všetkých dostupných vrto v ich korelácie s vulkanitmi Kremnických vrchov, Javoria a štiavnického stratovulkánu konštatovali, že vulkanosedimentárna výplň Zvolenskej kotliny je pod horizontom kvartérnych a pliocénnych štrkov a pieskov hrúbky 20–100 m nejednotná. Do severnej časti kotliny zasahuje kordické súvrstvie v nadloží s reliktnými zlatostudnianskej formácie. V kordickom súvrství sú tu podstatne zastúpené tmavé ílovce s uhoľnými slojmi (badínska baňa), nadložnú zlatostudniansku formáciu reprezentujú najmä drobné brekcie, konglomeráty a pieskovec distálnej zóny. V strednej časti kotliny nad reliktnými spodnobádenského kordického súvrstvia a distálnych facií zlatostudnianskej formácie vystupujú vulkanosedimentárne horniny sarmatského veku v hrúbke 150–250 m, ktoré môžeme paralelizovať so sielnicou a turovskou formáciou a sarmatskými sedimentmi v ich podloží. V južnej časti kotliny sú bezprostredne pod pliocénnymi štrkami prítomné vulkanosedimentárne horniny vrchného bádenu až spodného sarmatu paralelizované s breznickým komplexom a studenskou formáciou štiavnického stratovulkánu. Pod nimi sa nachádza asi 100 m hrubý komplex epiklastík prislúchajúci zrejme k I. etape štiavnického stratovulkánu a nižšie až 350 m hrubý komplex epiklastík

amfibolicko-pyroxenických andezitov s akcesorickým granátom neresnickej formácie. Celkom na báze výplne kotliny je aj tu vulkanosedimentárne súvrstvie spodného bádenu obdobné kordícemu súvrstviu.

### **Vulkanosedimentárna výplň Žiarskej kotliny**

Výplň Žiarskej kotliny podľa geofyzikálnych údajov dosahuje hrúbku 2 000 až 2 500 m (Konečný et al., 1978). O jej spodnej časti nemáme priame informácie, ale z geologickej stavby v bezprostrednom okolí kotliny môžeme predpokladať, že v podloží mladších sedimentov stredného sarmatu až pontu hrúbky do 800 m vystupujú v celkovej hrúbke 1 500–2 000 m kordické súvrstvie a vulkanity spodného bádenu až spodného sarmatu, ktoré sú preukázateľne uťaté okrajovými zlomami kotliny. Veľká hrúbka kordického súvrstvia vo vrtoch JL-1, HV-9 a VT-8 pri Janovej Lehote sz. od kotliny (Biely et al., 1977; Blaško et al., 1983, 1987, 1989), ako aj veľká hrúbka tohto súvrstvia v. od kotliny vo vrtoch LX-28 a JP-1 (Lexova reinterpretácia pôvodného profilu vrtu Gašparika a Pulca, v geologickom reze) indikujú, že aj v severnej časti Žiarskej kotliny môžeme očakávať kordické súvrstvie v hrúbke až do 500 m. Východným až juhovýchodným smerom pritom v jej rámci ubúda ílovcov a pribúda vulkanomiktých pieskocov a konglomerátov s materiálom amfibolicko-hyperstenických andezitov s granátom a biotitom. Naznačuje to pravdepodobne prechod do distálnej zóny neresnickej formácie. Vychádzajúc zo situácie západne, južne a východne od kotliny môžeme konštatovať, že južným smerom hrúbka kordického súvrstvia zrejme klesá a veľkú hrúbku nadobúdajú horniny štiavnického stratovulkánu, ktorý sem zasahuje svojou proximálnou zónou, a to najmä produktmi I. etapy, v menšej miere aj produktmi IV. etapy – breznického komplexu. Produkty štiavnického stratovulkánu dosahujú na severe zhruba po čiaru Jastrabá – Bartošova Lehôtka – Lutilla – Trubín. Severne od tejto čiar v nadloží kordického súvrstvia predpokladáme horniny zlatostudnianskej formácie v hrúbke do 500 m.

Výskyty turčeckej formácie (resp. formácie Kľakovskej doliny) a formácie Kremnického štítu (stránskeho komplexu) po oboch stranách Žiarskej kotliny zo severu až po Prochotskú dolinu, resp. dolinu Hrona, sú jasnou indíciou, že obe spomenuté formácie v celkovej hrúbke až 1 000 m pokračujú bez vážnejších litologických zmien z výplne kremnického grabenu južným smerom do Žiarskej kotliny, kde sa vyklíňujú na severných svahoch štiavnického stratovulkánu. V nadloží týchto formácií môžeme očakávať lokálny vývoj vulkanosedimentárnych hornín vrchného bádenu až spodného sarmatu.

Vyššie časti výplne kotliny boli overené vrtom Kríž-1 (Pulec, 1966) situovaným pri Žiari nad Hronom. Najvrchnejšiu časť sedimentárnej výplne kotliny okrem toho zastihli vrty P-20 a 22 (Pulec, 1966) južne od Lutily a pri Jastrabej, vrty č. 610, 640, 641, 642, 643, 645, 646, 657, 658 UP Spišská Nová Ves, vrt



Trubín-1 (Slávik, 1960) a vrty v oblasti Kosorína (Blaško et al., 1987). Nad ílovito-piesčitými sedimentmi stredného až vrchného sarmatu maximálnej hrúbky až 500 až 600 m (vychádzajúcimi na povrch pri Jastrabej) sú uložené produkty ryolitového vulkanizmu jastrabskej formácie, reprezentované komplexom pyroklastik a epiklastik s extrúziami, intrúziami a lávovými prúdmi ryolitov. Horniny jastrabskej formácie západným smerom poklesávajú na zlomoch v údolí Rudnice a Kopernice, takže západne od Lutily sú prekryté v hrúbke 50–150 m ílovito-piesčitým súvrstvom panónu–pontu, ktorého hrúbka západným smerom narastá až na 300 m vo vrte Trubín-1. K panónu prináležia aj vyreparované sily, lakolity, lávové prúdy, dajky a prieniky bazaltických andezitov.

## PLIOCÉN AŽ KVARTÉR

S ohľadom na genézu, litológiu a úložné pomery členíme uloženiiny pliocénu a kvartéru na: 1. horský kvartér, reprezentovaný najmä deluviálnymi a deluviálno-proluviálnymi typmi uložení, 2. pliocén až kvartér kotlín a hlavných dolín, reprezentovaný proluviálnymi a fluviálnymi typmi uložení, často vo forme terás.

### Horský kvartér vulkanitov

Zmapované akumulácie kvartérnych uložení v kopcovitom až horskom prostredí vulkanitov sú výsledkom najmä periglaciálnych procesov z obdobia posledného zaľadnenia. Litologický charakter jednotlivých genetických typov uložení je závislý tak od morfológie, ako aj od litológie a geomorfologickej odolnosti podkladových hornín. Rozsah svahovín bol na mape zámerne minimalizovaný v záujme lepšieho zobrazenia geologickej stavby podkladu a zjednodušený po stránke litogenetického členenia.

*Eluviálno-deluviálne hliny* zvetranín sú charakteristické pre ploché chrbty alebo mierne svahy na podklade málo odolných hornín nevytvárajúcich väčšie množstvo kameniva, najčastejšie sedimentov, tufov alebo premenených hornín. *Deluviálno-soliflukčné hliny a piesčité hliny* vznikajú na podobnom podklade pri väčšom sklone svahov, umožňujúcom procesy soliflukcie. Najčastejším produktom zvetrávania, soliflukcie a gravitačného pohybu sú *hlinito-kamenité a kamenité svahové hliny a sutiny*, ktoré sa vo väčšej hrúbke akumulujú pri úpätí strmších svahov, ale najmä v kotlovitých depresiách vrchných častí dolín, kde ich hrúbka často dosahuje 5 až 10 m. Množstvo a veľkosť kameňov je daná charakterom podkladových hornín a vzájomným vzťahom medzi mechanickým rozpadom a chemickým zvetrávaním. Horniny s blokovým rozpadom a vysokou odolnosťou proti vetraníu pri horskom reliéfe vytvárajú až *periglaciálne blokoviská*. Zvláštnym typom svahovín sú *zahlinené svahové štrky*, vznikajúce na podklade štrkov

pleistocénnych terás. Pre osovú časť malých a strmých doliniek je charakteristický vývoj *deluviálno-fluviálnych (splachových) piesčitých hĺn*, respektíve v horskom prostredí *zahlinených balvanovitých štrkov*, ktoré v spodnej časti doliniek prechádzajú do *deluviálno-proluviálnych uloženín dejekčných kužeľov*. Zvláštnym typom kvartérnych uloženín sú *hlinito-kamenité a balvanovité akumulácie zosuvov*, ktoré sú prevažne podmienené prítomnosťou ílovitých hornín.

## **Kvartér priľahlých kotlín a doliny Hrona**

Rozsiahly až súvislý výskyt členitého *kvartéru* (geneticky a stratigraficky) čiže tzv. *kvartéru medzihorských kotlín* a veľkých medzikotlinových *riečnych dolín* (tu doliny Hrona) je priľahlý k okrajom vlastnej horskej oblasti regiónu – ku Kremnickým vrchom. Na tieto územia sa viažu aj výskyty *pliocénu* (presnejšie panónu až pliocénu) vtedajšieho postvulkanického sedimentačného priestoru panví (kotlín) a riečnych dolín. Ide o tri celky, ktorých priľahlá časť je súčasťou predkladanej geologickej mapy: 1. *Turčianska kotlina*, 2. *Zvolenská kotlina* (s časťou bansko-bystrického podolia), 3. medzikotlinová *dolina Hrona* (pravobrežie Hrona s pravými prítokovými dolinami) a *Žiarska kotlina*. Prakticky ide o najjužnejší cíp Turčianskej kotliny (oblasť Sklené) a celé pravobrežné Pohronie – od Banskej Bystrice cez Zvolen (Budču) a Žiar nad Hronom až po Janovu Lehotu.

### *Turčianska kotlina*

*Pliocén* sa v podobe blážovských vrstiev zachoval v Turčianskej kotline ako celku na viacerých miestach. V strednej časti kotliny ide o kopčeky, ktoré vo vrchnom pliocéne a spodnom pleistocéne budovali spolu spojené rozvodie (medzi vtedajšími bazénmi v miestach terajšej Turčianskej kotliny). Do mapovaného územia patrí len výskyt pliocénu v Sklenom (komplex pieskoštrkov, na ktorom sa vyvíjali v doline v smere na východ staré kvartérne terasy Turca).

*Kvartér* terás spodného pleistocénu (premindelu), ale aj počiatku mindelu, je teda vyvinutý na západnom okraji kotliny v Sklenom. Uloženie ďalších, mladších sedimentov kvartéru bolo však priamo vyvolané nasledujúcimi neotektonickými pohybmi (pozri v kapitolách o neotektonike a geologicko-tektonickom vývoji). V stavbe kvartéru sa to prejavilo takto:

Na pravobreží terajšieho toku Turca (rozsiahla a zalesnená Rovná Hora) je akumulovaná horná časť regionálneho „diviackeho kužeľa“ Turca (mindel, tu asi ako mladší), a to v mlado poklesnutej diviackej depresii. Akumulácia depresie je z hrubých, málo triedených piesčitých štrkov, po prúde aj s polohami hĺn. Koreň kužeľa siaha dnes až na ľavý breh Turca nad Skleným.

Z bočnej doliny Žarnovice (Teplice), vyúsťujúcej od východu do kotliny medzi Dolnou a Hornou Štubňou, smeruje s iba nepatrne prerušenou spádniciou prí-

toku do vrstiev diviackeho kužeľa na jedinej a vyššej terase doliny charakteristická vrstva balvanovitých andezitových štrkov, ktorá je teda tiež mindelská. Výrazná terasa balvanovitých andezitových štrkov je pritom široko rozšírená aj v samotnej doline Žarnovice a v početných dolinkách jej povodia v pohorí.

Lavobrežie Turca v Sklenom má v nižšej polohe sedimentované jeho stredné terasové akumulácie (starší a mladší riss). Medzi terasami v Sklenom a divackým kužeľom je pruh najmladších dnových štrkov Turca, hrubých a balvanovitých. Severnejšie sa analogické dnové štrky doliny Žarnovice (od Čremošného) jej vyústením do kotliny pri Dolnej Štubni pripájajú z boku k okraju diviackeho kužeľa od východu. V nive spomenutého vyústenia Žarnovice do kotliny je aj malý výskyt močiarnych travertínových penovcov (asi holocén–recent).

### *Zvolenská kotlina*

Pravobrežie banskobystrického podolia a Zvolenskej kotliny je typovou oblasťou vývoja štrkového *pliocénu Hronského štrkového súvrstvia* (Nemčok, 1957). Pri komplexnom regionálnom mapovaní a štúdiu kvartéru horného Pohronia v priebehu posledných vyše dvadsiatich rokov sa podarilo vcelku preukázateľne spresniť najmä rozšírenie súvrstvia (redefinovať jeho identifikáciu vzhľadom na revíziu jeho odlíšenia od kvartéru), ale aj genézu vlastného súvrstvia a typ jeho uloženia, čo pomohlo aj spresniť stratigrafiu v rámci pliocénu.

V hronskom súvrství pliocénu sa zistili dva výrazné typy vývoja, ktoré ale nie sú vždy dobre rozlíšiteľné. Odlišujú sa v pozícii, genéze a v menšej miere aj v litofácii, ktoré sú zrejme odrazom vývoja pliocénu v dvoch fázach (zhruba spodný a vrchný pliocén).

Prvý typ zodpovedá tvorbe erózo-akumulačných poriečnych rovní ako iníciačných zarovnaných povrchov vrchného pliocénu, ktoré predchádzajú kvartérenému terasovaniu doliny. Rovne majú sčasti zachované aj korelatívne sedimenty (zväčša štrky) Hrona. Druhý typ vzniká vtedy, ak sa v doline vytvorili, resp. aktivizovali už syngenetické poklesové neotektonické kryhy (depresie, prepadliny). Ich sedimentačná výplň býva v priemere jemnejšieho zrna (t. j. piesčité štrky a piesky s polohami siltov a ílov) a väčšej hrúbky. Veľa zistení nasvedčuje tomu, že tieto akumulácie sa obvykle začínajú ešte bezprostredne pred tvorbou poriečnych rovní, teda už v spodnom pliocéne. Obidva typy pliocénnych štrkov Pohronia bývajú často neotektonicky diferencované aj postgeneticky (v kvartéri).

Zvolenská kotlina má oba typy vývoja pliocénneho hronského štrkového súvrstvia: typ „vysokého“ výskytu štrkov (poriečnych rovní) i typ štrkov poklesových depresíí. Na pravobreží Hrona je výškovo neotektonicky diferencovaná poriečna roveň so štrkami. Jej štrky sú až v najvyšších polohách chrbtov v terasovom pásme jz. svahov kotliny od kúpeľov Kováčová až do severného okolia Budče. Druhý typ vývoja štrkového súvrstvia je difirencované až hlboko



poklesnutý v terasovanom dne vlastnej Zvolenskej kotliny (z toho na pravobrežie Hrona presahuje len v sielnicko-sliačskej oblasti a smerom na juh sa vyklíňuje). Najhlbší pokles a najväčšia hrúbka pliocénneho súvrstvia (115 m) je až na hronskom ľavobreží (pri Veľkej Lúke).

Hronské pravobrežie vo Zvolenskej kotline má takmer súvislý plášť *kvartéru*, tvoreného prevažne náplavmi riečnych terasových akumulácií (štrkov a piesčitých štrkov) Hrona a jeho dnovej akumulácie, resp. tiež viac-menej hlinitým pokryvom terasových a dnových štrkov. Sú to hliny svahové a splachové, významné sú finálne nívne hliny terás a súčasné nívne hliny na dnových štrkoch rieky v doline. Uloženie riečnych akumulácií v priestore pravobrežia kotliny je dvojaké:

1. Na vyvýšenom páse predhorského stupňa Kremnických vrchov (chrby so svahovými terasami), a to v priestore nad Badínom, Sielnicou, kúpeľmi a obcou Kováčová a ďalej až nad Budču. Na predhorskom stupni kotliny limitovanom z východu výrazným okrajom vlastnej kotliny (čiže okrajom terasovaného dna kotliny) sú vyvinuté tieto erózo-akumulačné stupne: najprv tu spornej tzv. plošinovej terasy (IX-B), potom 1. vysokej terasy (VII-D), ďalej už hojnejšie stupne dvojice 2. a 3. vysokej terasy (VIb, VIa – st. g., ml. g.), a najmä stupne dvojice (resp. až trojice) vrchných terás (V, IV – st. m., ml. m.). Ich štrkové akumulácie bývajú zachované aj vo forme reziduálnych štrkov, prakticky bez pokryvu hĺn.

2. Na zníženom páse terasovaného dna vlastnej Zvolenskej kotliny, a to v priestore Badín, Sielnica, kúpele a obec Kováčová a Stráže nad Zvolenom. Sedlo „Stráže“ je pozostatok bývalej paleodoliny Hrona reprezentujúcej odtok z kotliny (posledný raz v čase 1. strednej terasy). Dnešná odtoková dolina z kotliny (počnúc od hlavnej čiže 2. strednej terasy) je situovaná v tiesňave pod Pustým hradom (jz. cíp Zvolena), v epigenetickom prielome cez výbežok pohoria Javorie. Terasované dno kotliny budujú akumulácie všetkých troch stredných terás (III, IIb, IIa – t. j. pr., st. r., ml. r.), ako aj dnová štrková akumulácia (I–W) vo forme tzv. zvyškovej nízkej terasy, často s pokryvom súčasných nívnych hĺn (I<sub>o</sub> – holocén). Štrkové akumulácie terasovaného dna kotliny bývajú dobre zachované (najmä 2. a 3. strednej terasy a dnových štrkov). Dve najnižšie terasy majú v kotline výrazný a zväčša súvislý pokryv finálnych nívnych hĺn. Stredným terasám Hrona vekovo zodpovedajú relikty terás balvanovitých andezitových štrkov v Badínskej a Sielnickej doline. Systém mladších terás Hrona je pri Badíne a Sielnici prerušený mohutnými periglaciálnymi náplavovými kužeľmi Badínskeho a Sielnického potoka.

Kvartér časti pravobrežia Hrona v Banskej Bystrici leží v prechodnom úseku banskobystrického podolia do Zvolenskej kotliny. Jeho vývoj je členený zhruba rovnako, ako bol opísaný vo Zvolenskej kotline, ibaže systém svahových terás (v pohronskom úseku Fončorda, Radvaň, Kráľová, Kremnička) nemá morfoštruktúrne a neotektonicky vytvorené výškovo diferencované stupne reliéfu, ktoré



charakterizujú vlastnú Zvolenskú kotlinu (t. j. vyvýšené predhorie a znížené terasované dno kotliny).

Významná je stratigrafická úplnosť priečného sledu terás na pravobreží Zvolenskej kotliny, a to v miere, ktorá je na celom horskom úseku doliny Hrona (t. j. v Západných Karpatoch) výnimočná a ojedinelá.

### *Dolina Hrona a Žiarska kotlina*

V pokračovaní pravobrežného Pohronia pod Zvolenskou kotlinou je úsek medzikotlínovej *doliny Hrona* medzi Zvolenom a Žiarom nad Hronom. Hronské štrkové súvrstvie tu vystupuje vo forme vrchnopliocénnej poriečnej rovne na visutej „náhornej“ plošinke pri Pitelovej a v menších reliktoch severne od Budče. Litologicky ide najčastejšie o hrubé až veľmi hrubé štrky ( $\varnothing$  5–15 cm), sporadicky drobné štrky ( $\varnothing$  2–5 cm) z hornín povodia Hrona. V závislosti od morfológie doliny Hrona v rôzne veľkých reliktoch vystupujú aj vysoké terasy (Šibeničný vrch) a vrchné terasy (Trnavá Hora). Štrkové akumulácie stredných terás sú rozsiahlejšie (Budča, Trnavá Hora, Pitelová). Štrky dnovej akumulácie sú súvislé, ale prevažne prekryté pokryvom finálnych nívnych hĺn. Ojedinelé relikty terás balvanovitých štrkov v dolinách Rudnice a Ihráčskeho potoka sú porovnateľné najmä so strednými terasami Hrona.

Predkladaná mapa zahŕňa aj severnú časť *Žiarskej kotliny* čiže ľavobrežie potoka Lutíla. Uloženíny panónu–pontu a pliocénu predstavujú vrchnejšie členy neogénnej výplne bazénu kotliny v hrúbke až 200 m. Sladkovodné limnické silty a íly, variabilne s piesčitými ílmi, vložkami pieskov a preplástkami lignitu (slojmi lignitov pri Kosorine; Blaško et al., 1987) sa smerom na sever vyklíňujú na eróziívne modelovanom povrchu jastrabskej formácie. Lokálne pri okraji kotliny v oblasti Janovej Lehoty a Slaskej ich laterálne zastupujú, resp. prekrývajú sladkovodné fluvialno-limnické drobné štrky a piesčité štrky s ílmi. Pri vyústení Lutílskeho potoka do Žiarskej kotliny vystupuje hrubé súvrstvie balvanovitých a málo opracovaných klastík ako sedimentov hruboklastickej riečnej delty. V strednej časti kotliny im pravdepodobne zodpovedajú piesky a silty spodného pliocénu–dáku. Pliocénne hronské štrkové súvrstvie sa v Žiarskej kotline nevyskytuje.

Najstaršie kvartérne uloženiny severnej časti Žiarskej kotliny predstavujú sútokové lutílsko-hronské štrky akumulácie tzv. lutílsko-„nadžiarskej“ terasy. Stredné terasy sú tu pomerne dobre vyvinuté a vo forme balvanovitých štrkov sa ojedinele zachovali aj v dolinách Slaského a Kopernického potoka. S dolinami medzi Janovou Lehotou a Slaskou súvisel súčasný vývoj pomerne mohutných náplavových kužeľov.

# CHARAKTERISTIKA VYČLENENÝCH GEOLOGICKÝCH JEDNOTIEK

## PALEOALPÍNSKE JEDNOTKY

### TATRIKUM

Tatrikum vystupuje v skúmanom území len pri jeho sz. okraji medzi Ráztočnom a Skleným v rámci jadrového pohoria Žiar. Na jeho stavbe sa podieľa hercýnske kryštalinikum a na juhu k nemu priliehajúca tektonicky redukovaná ráztočnianska sukcesia obalového mezozoika.

### Kryštalinikum Žiaru

V skúmanom území sa na stavbe hercýnskeho kryštalinika podieľajú najmä biotitické pararuly z plášťa granitoidnej intrúzie, len na juhu vystupuje tektonicky oddelený pruh dvojsľudových porfyrických granitov. Charakteristiku hornín preberáme z práce Šimon et al. (1997).

### 229 biotitické pararuly

Biotitické pararuly predstavujú zvyšky metamorfovaného plášťa granitoidného masívu. Vystupujú v najviac poklesnutom bloku a od severnejšieho bloku, budovaného porfyrickými dvojsľudovými granitoidmi tzv. žiarskeho typu, sú oddelené tektonicky. Medzi granitoidmi a pararulami je niekoľko 100 m široké pásmo, v ktorom prevládajú hybridné variety granitoidov. Južnejšie od uvedeného pásma už prevládajú metamorfované horniny plášťa, prevažne rozličné variety rúl, často kontaktné. Amfibolické ruly a amfibolity sa našli iba ojedinele. Hybridné granitoidy sú v tomto bloku prítomné len v malom množstve. Miestami sa vyskytujú i svetlé pásikavé variety hornín, ktoré môžeme označiť ako migmatity. Pegmatitoidné mobilizáty tvoria drobné i väčšie telesá nepravidelných tvarov, kým aplity sú vo výplni úzkych žíl. Výskyty spomínaných variet pre malé rozmery a často len druhotné lokality (sutina) nemohli byť znázornené na mape. Medzi metasedimentmi prevládajú muskoviticko-biotitické ruly. Vystupujú spolu s granaticko-biotitickými rulami. Menej hojné sú biotitické ruly. Ojedinele sme našli aj kremenné variety. Ruly sú stredne až drobnozrnité – lupeňovité, s výraznou plošne paralelnou textúrou. Kontaktné termicky metamorfované ruly sú masívne až celistvé, v dôsledku rekryštalizácie veľmi pevné a majú charakter kontaktných rohovcov.

Stratigrafia		Litológia	m	Horninová charakteristika
KRIEDA	alb		< 100	porubské súvrstvie
	apt		< 100	lučivnianske súvrstvie sivé slienité rohovcové vápence
	barém			
	hoteriv			
	valangin			
	berias			
JURA	titón		< 30	kalpionelové vápence
	kimeridž		< 60	ružové hfuznaté vápence
	oxford			
	kelovej			
	bat			
	bajok			
	álen			
	toark		< 80	algäuské vrstvy ?
	pliensbach			
	sinemúr			
	hetanž			
TRIAS	rét			?
	norik		< 30	karpatský keuper
	karn		< 120	ramsauské a hlavné dolomity
	ladin			
	anis		20-50	gutensteinské vápence
	skýt			?
PALEOZOIKUM	perm		fundament	ruly, migmatity, granitoidné horniny
	karbón			
	staršie			
	paleozoikum			

Obr. 4 Litostratigrafická tabuľka tatrika v oblasti Kremnických vrchov

## 228 dvojsľudové porfyrické granity

Budujú strednú a severnú časť pohoria Žiar, ale v skúmanom území vystupujú len v úzkom pruhu južne od opísaných pararúl. Sú svetlé, stredno-, lokálne aj hrubozrnné, s masívnou, všesmerne zrnitou, často porfyrickou textúrou. Veľkosť zŕn nepresahuje 0,3–0,5 cm, kým výrastlice dosahujú 2–3 cm. Štruktúra hornín je hypidiomorfné nerovnomerne zrnitá, porfyrická. Zrná živcov bývajú poikilitické. Kremeň tvorí dve generácie. Bazicitá plagioklasu  $An_{7-19}$  zodpovedá albitu – oligoklasu. Zrná plagioklasov sú prevažne intenzívne sericitizované, uzatvorené v K živcoch a majú albitové reakčné lemy. K živce vytvára pertitické výrastlice, ktoré sú miestami čiastočne albitizované. Biotit je často dosť intenzívne chloritizovaný a vybielený za vzniku oxidov Fe-Mn a sagenitu. Biotit prevláda nad muskovitom. Produktom premeny plagioklasu býva „hrubolupeňovitý“ sericit. Základná asociácia akcesorických minerálov v tomto type granitoidov je podľa Mika a Határa (1976) apatit ± ilmenit > monazit > zirkón.

## Ráztोčníanska sukcesia

Ráztोčníanska sukcesia vystupujúca na južnej strane kryštalinického jadra Žiaru so sklonom 35–55° na JJZ je v skúmanom území silno tektonicky redukovaná – jednotlivé členy sú laterálne nestále, alebo celkom chýbajú. Termín *ráztोčníanska*, vtedy séria, ako prvý použil Mahel' (1959a). Tohto zaradenia sa pridŕžali aj Mahel' et al. (1962). Rakús et al. (1984) použili označenie ráztोčníanska sukcesia.

Ráztोčníanska sekvencia podľa facií jury patrí k skupine plytkovodnejších – prahových – sekvencií. K jej charakteristickým znakom patrí silná tektonická redukcia prejavujúca sa neprítomnosťou spodnotriasových a rétskych sedimentov a redukciou či budívaním niektorých členov (Rakús et al., 1984). Nasledujúcu charakteristiku litostratigrafických jednotiek preberáme z práce Šimon et al. (1997).

## 227 gutensteinské vápence: tmavé lavicovité vápence (anis)

Sú najstarším známym súvrstvím ráztोčníanskej sekvencie. Neprítomnosť spodnotriasových súvrství je spôsobená tektonicky. Gutensteinské vápence na styku s kryštalinikom vytvárajú kvestový reliéf. V spodných častiach bývajú doskovité až tenkolavicovité (10–30 cm), vyššie sú hrubolavicovité až masívne. Sú tmavosivé, celistvé, z fosílií sú zachované len reliktý článkov krinoidov. Ide o monotónne mikrity, len niekde so šmuhami pseudosparitu. Okrem mikrostylolitov podfarbených hydroxidmi Fe o tlakovom postihnutí svedčia aj znaky počiatkovej metamorfnej foliácie (aj malé zrná kalcitu sú dvojčatne lamelované;



Nemčok, 1985). Uprostred vápencov možno nájsť šošovky a polohy dolomitov. Gutensteinské vápence dosahujú hrúbku 20–50 m.

## **226 ramsauské a hlavné dolomity: svetlo- až tmavosivé zvrstvené dolomity (anis–karn)**

Ako uvádza už Biely (1957), nad gutensteinskými vápencami je tenká poloha svetlých i tmavých dolomitov. Sú vrstvomité, často hrubolavicovité, ľahko rozpadavé na ostrohrannú drvinu, pretože sú preniknuté množstvom drobných pukliniek.

## **225 karpatský keuper: kremence a pestré bridlice (norik)**

Toto súvrstvie zmapoval už Matějka (1924) v rámci „hořenovskej skupiny“ a vymedzil ho aj Biely (1957) v rámci svojej „vrchnej typickejšej série krížňanskej“. Bol to však až Nemčok (1985), ktorý ho zmapoval aj v ráztočnianskej sekvencii medzi Horeňovom a Skleným. Podľa neho pozostáva z nie celkom vytriedených kremencov a fialových, okrových a zelenkavých ílovitých bridlíc s tyčinkovitým rozpadom.

## **224 svetlé, ružové až červené krinoidové, hľuznaté a rádioláriové vápence**

Tento súbor hornín je azda najmenej preskúmaný, pretože odkryvy s výnimkou krinoidových vápencov sú veľmi zriedkavé a na vrstvomý sled sa usudzuje väčšinou z úlomkov v sutine. Nemčok (1985) pri dosiaľ najpodrobnejšom mapovaní územia v mierke 1 : 10 000 nevyčlenil vrchnojurské a spodnokriedové horniny (vápnité pieskovce a zlepenca albu spočívajú podľa neho priamo na rádioláriových vápencoch jury).

Keďže nie je dôvod predpokladať, že by už primárne bolo v ráztočnianskej sekvencii došlo k vzniku hiátov, ale ide pravdepodobne o tektonicky zapríčinenú lokálnu elimináciu niektorých členov, použijeme pre túto časť sekvencie spoločnú vysvetlivku. Najpravdepodobnejší sled v nej je takýto (odspodu nahor):

a) V nadloží triasových dolomitov leží pruh vrstvomitých vápencov svetlosivej až bielosivej farby. Väčšinou sú zrnité, krinoidové, zriedka celistvé. Charakteristická je prítomnosť hojných hľúz svetlých i tmavších rohovcov veľkosti vajca. Miestami sa nájdu súvislejšie šošovkovité polohy rohovcov dlhé až 1 m. V tenšielavicovitých vápencoch sú rohovcové hľuzy vzácnejšie (Biely, 1957). Krinoidové vápence sú značne rekryštalizované, často tlakovo postihnuté, v niektorých polohách sú hojné zrnká kremeňa. Krinoidové vápence s rohovcami (typická je žltohnedá patina rohovcov) sa najskôr všeobecne zaraďovali do jury, Mahel' in Mahel' et al. (1967) ich zaradil do liasu.

b) Strednú a vrchnú juru postupne reprezentujú červené krinoidové vápence (vrchný lias–doger), ružové hľuznaté vápence s kalcifikovanými rádioláriami a vzácnymi článkami echinodermát (? spodný malm). Najvyšším členom jury sú svetlosivé vápence s pleťovoružovými nevýraznými hľuzami. Obsahujú zvyšky kalcifikovaných ihlíc húb a globochéty (Mahel' in Mahel' et al., 1967).

c) Hrubší komplex tvoria sivé a tmavosivé masívne a lavicovité organodetritické vápence, vo vrchných polohách s hojnými hľuzami tmavých rohovcov (Mahel' in Mahel' et al., 1967). Uvedený autor usudzuje, že stratigraficky patrí tento komplex do vyššieho neokómu–aptu. Nemáme dôvod predpokladať, že spodná časť neokómu nie je v ráztočnianskej sekvencii zastúpená.

## **223 porubské súvrstvie: vápnité pieskovce a zlepenca (alb)**

Najvyšším členom ráztočnianskej skupiny sú vápnité a piesčité bridlice, vápnité pieskovce a zlepenca albu. Sú sivej farby, v navetranom stave hrdzavohnedé. Ako uvádza Biely (1957) aj Nemčok (1985), vápnité pieskovce sú doskovité a lavicovité, veľmi pevné. V čerstvom stave sú sivé a sivomodré. Pri vetraní vzniká na okraji hnedastá obruba. Úplne zvetrané vápnité pieskovce sa rozpadajú na jemný hrdzavý piesok. Klastický materiál tvorí kremeň, živce, vápence a sludy.

### **Nečlenené tatrikum**

S výnimkou pohoria Žiar sú horniny tatrika prekryté vyššími tektonickými jednotkami centrálnych Západných Karpát a chýbajú nám informácie o zastúpení jednotlivých litologických členov. Preto v rezoch znázorňujeme len nečlenené kryštalinikum a obalové sekvencie tatrika. S ohľadom na pozíciu v južnej zóne tatrika (popri styku s kryštalinikom veporika) môžeme predpokladať analogický vývoj obalovej sekvencie tatrika, aký poznáme z oblasti Tribeča (Ivanička et al., 1998), respektíve tektonických okien Starohorských vrchov.

### **222b nečlenené kryštalinikum tatrika**

Vychádzajúc zo stavby kryštalinika tatrika v širšom okolí Kremnických vrchov (Tribeč, Žiar, Veľká Fatra, Starohorské vrchy, Nízke Tatry) môžeme predpokladať, že v oblasti Kremnických vrchov kryštalinikum tatrika budujú prevažne rozličné typy granitov až tonalitov, v menšej miere sú pravdepodobne prítomné hybridné granity až granodiority, migmatity a metamorfity plášťa – najmä biotické ruly.

### **222a nečlenené obalové sekvencie tatrika**

Obalová sekvencia so stratigrafickým rozsahom spodný trias až spodná krieda a relatívne plytkovodným vývojom jury môže na báze zahrňovať aj sedimenty

permu. Charakteristické je intenzívne tektonické prepracovanie prejavujúce sa deformáciou, slabou metamorfózou, redukciou vrstvového sledu a vznikom duplexných štruktúr, ktoré eventuálne zahrnujú aj vrchné časti podložného kryštalinika.

## VEPORIKUM – KRÍŽŇANSKÝ PRÍKROV

Ako sme už uviedli v časti venovanej geologickej stavbe, veporikum je v skúmanom území reprezentované najmä krížňanským príkrovom, a to vrátane jeho koreňovej zóny (senzu Jaroš et al., 1966), t. j. časti, kde súčasťou príkrovu sa stáva aj kryštalinikum, ktoré je pôvodným podkladom sedimentov mladšieho paleozoika a mezozoika. Samotné kryštalinikum v rámci skúmaného územia nevychádza na povrch, ale jeho prítomnosť predpokladáme na základe analógie s geologickou stavbou Starohorských vrchov, hronského synklinória a Ľubietovského pásma veporika východne od skúmaného územia. Polák et al. (1997) píšú o severnom veporiku, ktoré v zmysle Vozára a Vozárovej (1988) považujú za alpínsky sformovanú jednotku, na stavbe ktorej sa podieľajú varíske kryštalinikum, mladopaleozoické sekvencie a mezozoikum, litofaciálne zhodné s krížňanským príkrovom, ale v subautochtónnej pozícii na kryštaliniku veporika.

### Kryštalinikum veporika

V rámci mapovaného územia nevystupuje na povrchu, ale v juhovýchodnej časti predstavuje hlbšie časti podložia zobrazené v rezoch (203b). Kryštalinikum veporika v podloží hronského synklinória prináleží k Ľubietovskej zóne. Na jeho stavbe sa variabilne podieľajú granitoidy, migmatity, ortoruly a pararuly, často s výrazným alpínskym prepracovaním. Polák et al. (1997) podrobne opísali odkryvy veporického kryštalinika na báze krížňanského príkrovu v Starohorských vrchoch. V oboch izolovaných ostrovoch kryštalinika z metamorfovaných hornín dominujú stredno- až hrubozrnné biotitické „pararuly“ s lokálnymi znakmi migmatitizácie, ktoré sa však často striedajú s hrubozrnnými biotitickými a dvojsľudovými „ortorulami“ s obdobnými znakmi migmatitizácie. V týchto typoch hornín, ktoré boli polymetamorfované, ako aj viackrát do rôzneho stupňa deformované, je pomerne ťažké používať konvenčné predpony „orto-“ a „para-“ na vyjadrenie hypotetického protolitu. V rámci jedného odkryvu sa dajú pozorovať prechody od jemnozrnných biotitických rúl cez oba spomínané typy až do tektonicky deformovaných porfýrických granitoidov. Na základe detailného petrografického výskumu však v skúmanej oblasti opísali nasledujúce typy hornín: jemnozrnné biotitické ruly, strednozrnné biotitické ruly, stredno- až hrubozrnné muskoviticko-biotitické ruly, hrubozrnné biotitické a dvojsľudové ruly, deformované (mierne mylonitizované) porfýrické granitoidy, deformované



aplitoidy a pegmatity. Pôvodne išlo o granitoidné horniny, svoj súčasný charakter nadobudli po deformácii a následnej rekryštalizácii.

## **Mladšie paleozoikum veporika**

Mladšie paleozoikum v Starohorských vrchoch sa už aj v starších prácach považovalo za súčasť križňanského príkrovu v širšom zmysle (Koutek, 1937; Jaroš, 1965). Vozárová a Vozár (1988) ho definovali ako špaňodolinské súvrstvie. Nasledujúcu charakteristiku preberáme z práce Polák et al. (1997).

### **221 špaňodolinské súvrstvie: pestré zlepenec, hrubozrnné pieskovce, fialové bridlice (saxón-tüiring)**

Perm je zastúpený kontinentálnymi sedimentmi fácie verukana hrúbky 350 až 400 m. Litologickú náplň tvoria prachovité bridlice s vrstvosvitými sľudnatými pestrými (sivozelenými, sivofialovými) arkózami a pieskovecami s polohami zlepenecov s jednotlivými obliakmi veľkosti do 10 cm. Vrstvy hrubozrnných piesčitých a drobnozlepenecových sedimentov sa mnohonásobne nad sebou striedajú s ostrými alebo erozívnymi kontaktmi. Korytové uloženiny šošovkového tvaru sú často reprezentované zle zrnitostne vytriedenými zlepencami s obliakmi veľkosti od 1–3 cm až po bloky veľkosti 20–30 cm. Drobné obliaky sú poloopracované, veľké dokonale opracované. Obliakový materiál je zložený prevažne z granitoidov, aplitov, ortorúl a kremeňa. Vzácné sa zistili aj úlomky z muskovitových svorov a pararúl. Pieskovce špaňodolinského súvrstvia patria k skupine arkózových a živcových drôb. Okrem kremeňa prevládajúcou zložkou sú plagioklasy a draselné živce. Asociované sú s klastickými sľudami, úlomkami ryolitov, granitoidov a v malom množstve metamorfovaných hornín. V poslednej skupine boli identifikované úlomky kremítych sericitových fylitov, muskovitových metakvarcitov, dvojsľudových pararúl a veľmi vzácné lyditov. Všeobecne sú tieto sedimenty bohaté na hematitový pigment. Reprezentujú relikty rozlivových sedimentov alúvií zdivočených riek.

Stupeň premeny sedimentov zodpovedá vyššiemu teplotným štádiám anchimetamorfózy. Okrem slabej, kataklastickej deformácie zrn nastala čiastočná rekryštalizácia matrixu za vzniku jemných, prednostne orientovaných šupiniek sericitu, asociovaných s kremeňom, kalcitom a turmalínom. Planderová (1974) v uvedených horninách na lokalitách Harmanec a Špania Dolina zistila mikrofloristické asociácie vrchného permu.

## **Mezozoikum veporika**

Mezozoikum veporika vytvára v severnej a severozápadnej časti územia križňanský príkrov, juhovýchodným smerom v rámci severného veporika



Stratigrafia		Litológia	m	Horninová charakteristika	
KRIEDA	alb				
	apt				
	barém				
	hoteriv		< 300	mráznické súvrstvie	
	valangin				
	berias		< 30	osnické súvrstvie	
JURA	titón				
	kimeridž		< 30	jaseninské súvrstvie	
	oxford				
	kelovej		< 60	Ždiarske súvrstvie hfuznaté, rohovcové, rádiolárové vápence a rádiolarity	
	bat				
	bajok				
	álen		< 10	„kremitý fleckenmergel“	
	toark		< 25	adnetské vápence	
	piensbach				
	sinemúr		< 100	algäuské vrstvy	
	hetanž		< 80	kopienecké súvrstvie	
	TRIAS	rét		< 80	fatranské vrstvy
		norik		< 80	karpatský keuper
		karn		80	hlavné dolomity
			< 20	lunzké vrstvy	
ladin			200-300	ramsauské dolomity	
anis			100-150	gutensteinské vápence	
			< 10	rauvalky	
skýt		30	verfenské vrstvy		
		< 50	lúžňanské súvrstvie		
PALEOZOIKUM	perm		300-400	špaňodolinské súvrstvie	
	karbón				
	staršie				
	paleozoikum		fundament	migmatizované ortoruly	

Obr. 5 Litostratigrafická tabuľka veporika v oblasti Kremnických vrchov

vystupuje spolu s mladopaleozoickými sedimentmi v subautochtónnej pozícii na kryštaliniku veporika a je postihnuté deformáciou v spojení so slabou metamorfózou – v tejto časti môžeme hovoriť aj o príslušnosti k sérii Veľkého boku. Nasledujúce charakteristiky litostratigrafických jednotiek vychádzajú z prác Jaroš et al. (1966), Rakús in Lexa et al. (1982), Polák et al. (1997) a Šimon et al. (1997).

## 220 lúžňanské súvrstvie: kremence, kremité pieskovce a bridlice (skýt)

Súvrstvie lemujeme odkryvy permu v západnej časti starohorského polokna. V skúmanom území vystupuje v okolí Harmanca a západne od Banskej Bystrice v okolí Riečky. Hranica s podložným permským špaňodolínskym súvrstvom je diskordantná (Jaroš et al., 1966). Hrúbka sa pohybuje okolo 30–50 m. Zložené je z vrstiev pieskovcov, kremencov a bridlíc. Bazálne pieskovcové súvrstvie dosahuje hrúbku okolo 20 m a leží v podloží kremencov. V najvyšších polohách je sedimentácia charakterizovaná rýchlym striedaním 20–70 cm hrubých lavíc arkózovitých pieskovcov rôznej zrnitosti a textúry, často gradadne zvrstvených. Kremence dosahujú hrúbku do 20 m. Sú to sivozelené a sivofialové pieskovcové kremence s vložkami prachových bridlíc. Pestré súvrstvie tvoria striedajúce sa 10–15 cm hrubé vrstvy kremencov, pieskovcov a ílovitých bridlíc. Petrograficky sú pieskovce zložené z úlomkov kremeňa angulárnych tvarov veľkosti do 1 mm. Jeho obsah sa pohybuje v rozmedzí 60–70 %. Nestabilný komponent zastupujú prevažne úlomky živcov typu K aj typu Ca–Na, väčšinou je výrazne sericitizovaný. Hojne zastúpený je muskovit, sericit a sčasti aj biotit. Akcesorické minerály zastupuje najmä zirkón, zriedkavý je rutil a epidot.

## 219 verfénske vrstvy: pieskovce, siltovce, bridlice (skýt)

Vystupujú v nadloží lúžňanského súvrstvia v okolí Harmanca. Vývoj vyšších polôh skýtu je veľmi pestrý. Vyznačuje sa mnohonásobným striedaním arkózovitých pieskovcov, pestrých pieskovcov a prachovcov a ílovitých bridlíc. Bazálne polohy tvoria svetlosivé hrubozrnné arkózovité pieskovce až brekcie, ktoré sa striedajú s fialovohnedými, veľmi hrubo zrnitými arkózovitými sludnatými pieskovcami. Bridlice vytvárajú miestami aj samostatné a súvislé vrstvy vnútri pieskovcov. Vyššie pribúdajú červenofialové a zelené prachové bridlice s vložkami strednozrnných kremenných pieskovcov, šikmo a paralelne zvrstvených. V červených a zelených jemnozrnných pieskovcoch na lokalite pod tajovskou horárňou sa našla fauna: *Costatoria costata* (ZENK.), *Unionites* cf. *fassaensis* (WISSM.) a *Gervillia* sp. (NÁPRSTEK a RÖHLICH, 1957). „Kampil“ je pravdepodobne zastúpený v podobe slienitých a ílovitých bridlíc s polohou ílovitého dolomitu, sadrovca a anhydritu. Tieto horniny však nie sú známe z povrchových odkryvov. Zo štruktúrneho vrtu ich uvádza Kubíny (1964) a v banských prácach Koutek in Jaroš et al. (1966) mimo mapovaného územia.

## 218 dolomitové brekcie

Na rozhraní spodného a stredného triasu v okolí Harmanca a Riečky západne od Banskej Bystrice vystupujú vo forme nepravidelných šošoviek rauvaky. Litologicky sú to sivé a hrdzavosivé, silno pórovité až kavernózne, respektíve brekciovité dolomity. Mikrofaciálne sú to sparity so značným podielom úlomkov angulárnych zrn kremeňa.

## 217 nečlenené dolomity stredného a vrchného triasu (anis–norik)

V niektorých častiach skúmaného územia nie sú rozlíšené ramsauské, wettersteinské a hlavné dolomity a sú zobrazené spoločne ako dolomity stredného až vrchného triasu. Zvyčajne ide o hrubší komplex sivých až tmavých dolomitov s vložkami dolomitických vápencov vystupujúci v nadloží gutensteinských vápencov. Štruktúra dolomitov je mikrokryštalická, kalová, brekciovitá, pseudooolitická a organodetritická.

## 216 gutensteinské vápence: lavicovité tmavosivé vápence (anis)

Západne od Banskej Bystrice vystupujú v nadloží súvrstvi spodného triasu, v širšom okolí Čremošného a v pohorí Žiar na báze križňanského príkrovu. Litologicky ich tvoria sivé až tmavosivé, výrazne vrstvomité, často až hrubolavicovité (10–200 cm) bituminózne vápence s polohami slienitých a dolomitických vápencov. Na báze miestami vystupujú polohy hnedých rauvakov. V spodných častiach sú koncentrované polohy červikovitých vápencov. Naopak, v hornej časti sa objavujú polohy organodetritických krinoidových vápencov. Vápence sú veľmi často laminované a dolomitizované, miestami hľuznaté alebo brekciovité. Vo vápencoch možno pozorovať rozsiahle plochy stylolitizácie a pseudomorfóz po evaporitových mineráloch. Pomerne časté sú polohy a lavice sivých a svetlosivých celistvých a jemne kryštalických vápencov. Vyššie položené horizonty vápencov v prostredí dolomitov (pohorie Žiar) je možné korelovať s podhradskými vápencami. Celková hrúbka súvrstvia dosahuje 100–150 m.

Mikrofaciálne sú to prevažne biomikrity a mikrity. Organickú zložku zastupujú úlomky krinoidov, lamelibranchiát, gastropód a ostrakód, ojedinele sú prítomné aj filanty a foraminifery. Pomerne časté sú pelety, ojedinelé oolity. Pseudomorfózy po sadrovcí a anhydrite sú pomerne časté, vytvárajú dokonale obmedzené kryštály, resp. tvoria malé globulky. Klastický prímies zastupuje detritický kremeň aleuritovej veľkostnej kategórie. Pomerne vysokú frekvenciu majú aj zrná autigénneho kremeňa. Priame paleontologické dôkazy o veku gutensteinských vápencov križňanského príkrovu nemáme. Podľa Bystrického (1983) tieto vápence zodpovedajú aniskému horizontu.



## **215 ramsauské dolomity: sivé vrstvovité dolomity (ladin)**

Ramsauské dolomity hrúbky 200–300 m tvoria základný kostrový litostratigrafický element krížňanského príkrovu. Litologicky sú to tmavosivé, výrazne vrstvovité (10–100 cm), celistvé, jemnozrné, kryštalické, cukrovité, často pórovité dolomity. Obsahujú pomerne frekventované polohy a vrstvy organodetritických, zväčša krinoidových a lumachelových dolomitov. Často obsahujú pseudomorfozy po evaporitových mineráloch.

Z mikrofaciálneho hľadiska majú dolomity zväčša mikrosparitickú a sparitickú štruktúru s rôznou frekvenciou alochémov. Z organických zvyškov sú to predovšetkým zvyšky dasykladaceí, článkov echinodermát, úlomky bivalvií, gastropód, brachiopód, bryzoí a ihlič húb. Pomerne časté sú pelety. Ojedinele sa nájdu polohy oolitických typov. Zriedkavé sú stromatolitové polohy.

Bystrický in Bujnovský et al. (1983) a in Polák (1990) určil v ramsauských dolomitoch mimo skúmaného územia dasykladacey ladinského veku.

## **214 lunzké vrstvy: jemnozrné pieskovce, piesčité bridlice a ílovité bridlice (spodný karn)**

Súvrstvie vystupuje šošovkovito v dolomitoch len v okolí Skubína západne od Banskej Bystrice. Dosahuje hrúbku maximálne 20 m. Pozostáva z vápnitých hrdzavohnedých pieskocov a tmavých sľudnatých bridlíc s vysokým obsahom pyritu, vzájomne sa striedajúcich.

Petrograficky sú bridlice zložené prevažne z illitu a sericitu. Pieskovce tvoria zrná prevažne angulárneho kremeňa s veľkosťou maximálne 1 mm. Ich obsah v hornine kolíše od 60 do 70 %. Z nestabilnej zložky obsahujú K-živce, Ca a Na-živce, prevažne sericitizované, muskovit, sericit a baueritizovaný biotit. Z akcesórií sú najčastejšie prítomné zirkón a rutil. Základná hmota je sericiticko-ílovitá, tmel je karbonátový.

## **213 hlavné dolomity: svetlosivé lavicovité dolomity (vrchný karn)**

Ako samostatné súvrstvie sú identifikovateľné len západne od Banskej Bystrice, v nadloží lunzkých vrstiev. Inde tvoria súčasť nečlenených dolomitov stredného a vrchného triasu (pozri vyššie). Hlavné dolomity sú svetlosivé a sivé vrstvovité až hrubolavicovité (20–150 cm) celistvé jemnokryštalické dolomity. Často sú stromatolitické, laminované, onkolitické, často obsahujú póry po vylúhovaných riasach. Mikrofaciálne sú to sparity, resp. pseudosparity. Sú silno rekryštalizované, zriedkavo sú zachované organické zvyšky, krinoidové články a úlomky bivalvií len vo forme fantómov. Stratigraficky začleňujeme hlavné dolomity na základe postavenia vo vrstvom slede a podľa Bystrického (1983) do vrchného karnu (tuvalu).



## 212 karpatský keuper: pestré ílovité bridlice, pieskovce, dolomity (norik)

Súvrstvie karpatského keuperu celkovej hrúbky až 80 m má charakteristicky pestrý litologický vývoj so zastúpením kremitých pieskovcov, pestrých bridlíc, dolomitov a zriedkavo aj evaporitov. Súvrstvie je veľmi často tektonicky redukované, niektoré členy môžu celkom chýbať. Prevládajú červené, zelené a žltkavé ílovité bridlice zložené predovšetkým z illitu, chloritu, sericitu a jemne dispergovaného hematitu. Kremeň tvorí prímies vo forme ostrohranných, veľmi jemných zrn veľkosti maximálne 0,5 mm. Dolomity tvoria bežný alternujúci komponent. Sú to sivé a žltkavé ílovité, zväčša lavicovité (20–60 cm) primárne dolomity. Mikrofaciálne sú to mikrity bez akýchkoľvek zvyškov. Klastickú prímies tvorí angulárny kremeň aleuritovej veľkosti. Pieskovce, resp. kremité pieskovce až drobné zlepenice sa sústreďujú do spodných častí celého komplexu, kde tvoria polohy do hrúbky cca 5 m. Litologicky sú to ružové, sivé alebo svetlé pieskovce, resp. kremenné pieskovce (drobné zlepenice). Petrograficky sú na 60 až 70 % zložené z úlomkov kremeňa veľkosti do 2 mm angulárnych tvarov. Nasledujú K živce, Ca-Na živce, sericit a muskovit. Základná hmota je sericiticko-ílovitá, tmel je kremitý. V tektonicky redukovanom slede krížňanského príkrovu v pohorí Žiar je karpatský keuper zastúpený len bielymi pieskovecami a pestrými bridlicami malej hrúbky (Biely, 1975).

Na základe pozície vo vrstvovom slede súvrstvie karpatského keuperu krížňanského príkrovu vekovo zodpovedá noriku. Leží v nadloží hlavného dolomitu vrchného karnu a v podloží fatranských vrstiev rétskeho veku.

## 211 fatranské vrstvy: sivé organogénne a lumachelové vápence, slienité vápence a bridlice (rét)

Súvrstvie najvyššieho triasu má hrúbku do 100 m, často je však tektonicky redukované. Litologicky sú to doskovité až lavicovité (10–200 cm), tmavosivé, modrasté až čierne vápence veľmi pestrého zloženia. Vápence sú celistvé alebo častejšie organodetritické, lumachelové, krinoidové alebo oolitické. Často obsahujú polohy čiernych slienitých vápencov a čiernych slienitých bridlíc. V súvrství sa nachádzajú aj polohy a lavice koralových vápencov.

Mikrofaciálne sú to prevažne biomikrity s veľkou frekvenciou organických zvyškov. Sú to charakteristické, pomerne dobre opracované úlomky bivalvií, brachiopód, gastropód, krinoidových článkov, koralov, ostrakód a foraminifer.

Z fatranských vrstiev pochádza aj veľké množstvo makrofosílií, predovšetkým brachiopód a lamelibranchiát. Michalík (1976) z typovej lokality v De-došovej doline a Bujnovský et al. (1985) a Polák (1978, 1990) z ďalších lokalít uvádzajú faunu, na základe ktorej bol stanovený vek fatranských vrstiev ako najvyšší trias (rét).

## 210 nečlenené sedimenty spodnej jury

V období liasu vznikla najpestrejšia časť vrstvomého sledu krížňanského príkrovu. Malá hrúbka súvrství nedovoľuje v niektorých úsekoch ich rozlíšenie. S výnimkou grestenských vrstiev sú zastúpené výlučne vápence. Vo východnej časti územia je charakteristickým znakom neprítomnosť fácie škvŕnitých slieňov. Pestrnosť litologických typov reprezentujú cyanofytové, oolitické, kalové, slabo organodetrítické, krinoidové vápence, pestré červené kalovo-organodetrítické vápence s endostratickými brekciami, hľuznatými vápencami adnetského typu a piesčítymi vápencami (Jaroš et al., 1966).

## 209 kopienecké súvrstvie: hnedosivé piesčité bridlice a vápence (hetanž–sinemúr)

Bázu jurského sedimentačného cyklu tvoria tmavosivé a zelenkavé ílovité a ílovito-piesčité bridlice s vložkami jemnozrnných vápnatých pieskovecov s laterálnymi prechodmi do kalových, piesčitých, krinoidových a oolitových vápencov. Smerom do nadložia pribúdajú na celom území polohy krinoidových vápencov. Vo vyššej časti sa zvyšuje podiel organodetrítických a lumachelových vápencov. Najvyššiu časť súvrstvia tvoria tmavosivé slienité bridlice s vložkami čiernych slienitých a slabo detritických vápencov. Z týchto vápencov pochádza amonit *Coroniceras* sp., ktorý dokumentuje ich sinemúrsky vek (Polák et al., 1997). Celková hrúbka súvrstvia je maximálne 80 m, ale prevažne je menšia v dôsledku tektonickej redukcie.

Mikrofaciálne sú to predovšetkým biomikrity s vysokou frekvenciou organického detritu, ktorý zastupujú úlomky bivalvií, brachiopód, krinodových článkov a ostňov ježoviek. Časté sú polohy oolitových vápencov. Jadrá oolitov sú spravidla tvorené úlomkami organického detritu, sú však aj exempláre, kde jadro tvorí úlomok kremeňa. Výrazná je klastická prímes kremeňa, ktorá v spodných častiach nezriedka dosahuje až 40 % – v týchto prípadoch ide už o vápnité pieskovce.

Polák et al. (1997) na základe makrofauny zaraďujú kopienecké súvrstvie krížňanského príkrovu do hetanžu–sinemúru. Súvrstvie sa skôr opisovalo pod označením grestenskej vrstvy (Jaroš et al., 1966).

## 208 algäuské súvrstvie: tmavosivé škvŕnité slienité bridlice a vápence (lotaring–pliensbach)

Súvrstvie tmavosivých bridlíc a slienitých vápencov sinemúru prechádza postupne smerom k nadložiu do algäuského súvrstvia, známeho aj pod názvom „fleckenmergel“. Mahel et al. (1967) charakterizujú súvrstvie ako typický vývoj litofácie škvŕnitých slieňov a slienitých vápencov. Hrúbka súvrstvia je okolo 100 m.

Priestorové rozšírenie je úzko späté s podložným kopieneckým súvrstvom. Jaroš et al. (1966) zdôrazňujú absenciu súvrstvia v oblasti západne od Banskej Bystrice.

Litologicky algäuské vrstvy tvorí súbor alternujúcich tmavosivých slienitých lavicovitých (10–25 cm), výrazne škvŕnitých vápencov a tmavosivých až čiernych slienitých bridlíc. Vápence sú charakteristické prítomnosťou hojných čiernych škvŕn. Prevažná časť škvŕn je orientovaná v smere vrstiev, len ojedinelé z nich sú kolmé na vrstvovitosť. Na škvŕny je viazaná bituminózna substancia a následne obsahujú zvýšený podiel pyritových globuliek a zhlukov.

Mikrofaciálne vápence zodpovedajú biomikritom s vysokou frekvenciou pomerne monotónnych organických zvyškov. Sú to predovšetkým kalcifikované ihlice húb, ktoré sú úplne dominantné, nasledujú rádiolárie, ostrakóda, ojedinele sú prítomné úlomky krinoidových článkov a úplne zriedkavé sú úlomky makrofauny. Ojedinele sa nájdu aj foraminifery. Klastická prímes je zastúpená úločkami kremeňa aleuritovej veľkostnej kategórie. Pomerne časté sú globulky pyritu, ktorý v mnohých prípadoch nahrádza kalcit v organických zvyškoch.

Rakús (1969) v algäuskom súvrství z oblasti Borišova (mimo skúmaného územia) uvádza amonity. Z bridlíc v Podhradskej doline (mimo skúmaného územia) Sýkora (1975) uvádza belemnity, ktoré dovoľujú spoľahlivo zaradiť súvrstvie do lotaringu.

## **207 adnetské vápence: ružové kalové vápence a červené hľuznaté vápence (priansbach–toark)**

Hrúbka súvrstvia nepresahuje 25 m. Z litologického hľadiska ho tvoria v spodnej časti ružové, slabo slienité až kalové tenkolavicovité (5–10 cm) vápence, ktoré vyššie postupne prechádzajú do červených, slabo slienitých, výrazne hľuznatých vápencov, vytvárajúcich súbor hrubších lavíc (30–50 cm). Červené slienité bridlice tvoria časté polohy do 10 cm. Bridlice vyplňajú aj medzernú hmotu medzi hľuzami.

Z mikrofaciálneho hľadiska sú to prevažne biomikrity s vysokou frekvenciou predovšetkým filamentov, rádiolárií a ihlic hubiek. V spodných častiach sú hojnejšie úlomky echinodermát a lamelibranchiát. Pomerne časté sú foraminifery lagenidných typov. Ojedinelé sú prierezy juvenilných cefalopód. Klastická prímes je zriedkavá, tvorená úločkami angulárnych zŕn kremeňa aleuritovej veľkostnej kategórie. Fauna amonitov z okolia Borišova a Tureckej mimo skúmaného územia (Rakús, 1964) zaraďuje súvrstvie do toarku.

V území západne od Banskej Bystrice sú adnetské vápence laterálne zastúpené pestrými červenými kalovo-organodetrítickými vápencami a v pruhu sv. od Tajova aj hrubozrnnými krinoidovými vápencami hierlatzského typu, indikujúcimi prechod do plytších facií (Jaroš et al., 1966).



## **206 „kremitý fleckenmergel“: tmavosivé škvrnité kremité slieňovce a vápence (álen–bajok)**

Len miestami v tenkých šošovkách maximálnej hrúbky 10 m sú v nadloží adnetských vápencov vyvinuté sivé až sivočierne celistvé kremité škvrnité slieňovce a vápence. Sú variabilne tenkovrstvovité (1–5 cm) až výrazne lavicovité (15–30 cm). Obsahujú časté hľuzy čiernych rohovcov. Miestami sa v súvrství vyskytujú lavice výrazne organodetritických vápencov, tvorených prevažne detritom krinoidových článkov.

Mikrofaciálne sú vápence tvorené biomikritmi. Organickú zložku zastupujú ihlice hubiek, prevažne silicifikované rádiolárie, zriedkavé sú úlomky krinoidových článkov, ojedinelé ostne ježoviek a belemnítov. Silicity patria prevažne do skupiny spongolítov. Na 60 % ich tvoria silicifikované ihlice hubiek, rádiolárie a iný detrit. Základnú hmotu tvorí autigénny mikrokryštalický kremeň.

Súvrstvie kremitého fleckenmergelu na základe postavenia vo vrstvovom slede stratigraficky patrí najpravdepodobnejšie do álenu.

## **205 ružové, červené alebo pestré hľuznaté/rohovcové vápence, rádiolárieové vápence a rádiolarity (bat–oxford)**

Je to jedno z najvýraznejších súvrství krížňanského príkrovu. Aj na základe jeho prítomnosti vyčlenil Mahel' (1964) zliechovskú sekvenciu. Litologicky ho tvoria pestré, zelené, sivé, fialové a červené rádiolárieové vápence s hľuzami a polohami rádiolaritov. Vápence sú obyčajne výrazne lavicovité, s hrúbkou vrstiev (10–25 cm). Povrch lavíc vápencov je prevažne zvlňený, nerovný, často obsahuje polohy a vrstvičky ílovitých bridlíc. Celá hornina je mimoriadne kompaktná. Hrúbka súvrstvia nepresahuje 60 m. V oblasti Žiaru sú pod touto vysvetlivkou zahrnuté aj červené hľuznaté a krinoidové vápence adnetského typu (Šimon et al., 1997).

Mikrofaciálne sú vápence tvorené biomikritmi s pomerne monotónnou náplňou. Organickú zložku tvoria predovšetkým rádiolárie, ostrakóda, vo vrchných častiach sa objavujú filanty. Veľmi zriedkavo je prítomný hrubší detrit, zastúpený hlavne úlomkami krinoidových článkov, ojedinelé sú úlomky belemnítov. Rádiolarity tvorí jemnokryštalická kremitá hmota, rádiolárie a iný drobný detrit. Veľmi často sú prítomné autigénne klence kalcitu. Polák a Ondrejčíková (1993) na základe rádiolárií stanovili vek súvrstvia rádiolárieových vápencov a rádiolaritov na vrchný kelovej–oxford.

Pod uvedenou vysvetlivkou sú v území západne od Banskej Bystrice zahrnuté aj nečlenené horniny dogeru a malmu, teda vrátane „kremitého fleckenmergelu“, posidóniových vápencov a slienitých vápencov (Jaroš et al., 1966).



## 204 jaseninské, osnické a mráznické súvrstvie: slienité vápence, slieňovce, slienité bridlice (kimeridž–barém)

V skúmanom území uvedené súvrstvia nerozlišujeme. Z oblasti Veľkej Fatry ich podrobne charakterizovali Polák et al. (1997). Jaseninské súvrstvie maximálnej hrúbky 30 m je vyvinuté v identických oblastiach ako podložné rádiolárové vápence a rádiolarity. Súvrstvia tvoria sivé, zelenkavé, červené a fialové slabo slienité tenkolavicovité až doskovité (3–10 cm) vápence. Vápence sú často silno zbridlíčnatené. Veľmi časté sú vložky a vrstvičky slabo slienitých bridlíc, zriedkavo sa objavujú, hlavne v spodných častiach súvrstvia, tenké polohy a lavice červených hľuznatých a slabo krinoidových vápencov. Mikrofaciálne sú to predovšetkým biomikrity s veľmi hojnou organogénnou drvinou. Klastickú prímes zastupujú zrnká kremeňa, zriedkavé sú lupienky sľudy. Boorová (1992) zaradila jaseninské súvrstvie na základe mikrofauny do kimeridžu–titónu.

Osnické súvrstvie maximálnej hrúbky 30 m reprezentujú sivé a svetlosivé ílovité vápence s výrazným lastúrnatým lomom. Sú pravidelne vrstvomité až doskovité (10–40 cm), s vložkami a vrstvičkami slienitých bridlíc, ktorých hrúbka nepresahuje 5 cm. Vystupujú v bezprostrednom nadloží jaseninského súvrstvia a v podloží mráznického súvrstvia. Mikrofaciálne sú to predovšetkým biomikrity s charakteristickou náplňou organických zvyškov, kde prevládajú tintinoidy, nasledujú rádiolárie, prevažne kalcifikované, ostrakóda, zriedkavé sú úlomky bivalvií, aptychov, filamenty a foraminifery. Klastická prímes je len sporadická, zastúpená zrnkami kremeňa a ojedinelými zrnami sľudy do veľkosti 1 mm. Boorová (1992, 1995) stanovila na základe mikrofauny vek osnického súvrstvia na najvyšší titón–spodný valangin.

Až 300 m hrubé mráznické súvrstvie je plošne najrozšírenejším súvrstvom krížňanského príkrovu. Z litologického hľadiska súvrstvie predstavuje alternáciu sivých a tmavosivých slienitých vápencov, slieňovcov a slienitých bridlíc. Vápence, známe aj ako kalpionelové, sú zväčša lavicovité (10–30 cm), plochy vrstiev sú obyčajne nerovné, často silno zbridlíčnatené, tektonizované, s výraznými tektonickými zrkadlami. Často sú pokryté železitými povlakmi. Bridlice tvoria polohy, ktorých hrúbka dosahuje miestami až 200 cm. Sú tenkovrstvomité až laminované. Hranica medzi podložným osnickým súvrstvom je neostrá. Mikrofaciálne sú vápence tvorené prevažne biomikritmi. Organické zvyšky zastupujú predovšetkým rádiolárie spumelárového typu, zväčša kalcifikované, ostrakóda, zriedkavé sú filamenty, ojedinele sú prítomné úlomky aptychov, hrubostenných bivalvií a echinodermát. Klastickú prímes zastupuje detrit kremeňa. Na základe pomerne bohatej mikro- a makrofauny Polák et al. (1997) mráznické súvrstvie krížňanského príkrovu Veľkej Fatry zaradili do obdobia valangínu–spodného barému.

## **Nečlenené veporikum**

V územiach, kde je veporikum zakryté hronikom alebo terciérnymi horninami, okrem ojedinelých vrtoz nemáme viac informácií o zastúpení jednotlivých litologických členov, a preto v rezoch zobrazujeme horniny veporika ako nečlenené – výnimkou je bezprostredné okolie vrtoz.

### **203b nečlenené kryštalínikum veporika**

Kryštalínikum veporika je opísané v úvodnej časti textu o veporiku. Na jeho stavbe sa podieľajú rozličné typy granitoidných hornín, migmatitov a orto- aj Oparametamorfítov. Charakteristické je intenzívne alpínske prepracovanie.

### **203a nečlenené mezozoikum veporika**

V severnej a severozápadnej časti územia ide o krížňanský príkrov, v juho-východnej časti územia ide o sedimenty v subautochtónnej pozícii na kryštalíniku severného veporika postihnuté deformáciou a slabou metamorfózou, známe ako séria Veľkého boku. V severozápadnej časti územia má mezozoikum krížňanského príkrovu stratigrafické rozpätie stredný trias–spodná krieda a vykazuje častú redukciu najmä jurských členov. V koreňovej časti pozdĺž spojnice Riečka – Králiky – Nevoľné – Bartošova Lehôtka – Lutila je mezozoikum krížňanského príkrovu už kompletne, od spodného triasu až po spodnú kriedu. Pre túto zónu sú charakteristické aj časté duplexy, redukované sledy a vyšší stupeň deformácie spojené so slabými prejavmi metamorfózy. Podobne tektonicky redukované, deformované a slabo metamorfované je aj mezozoikum série Veľkého boku v juhovýchodnej časti územia.

## **HRONIKUM – ŠTURECKÝ PRÍKROV A INÉ ČIASTKOVÉ PRÍKROVY**

Hronikum sa podstatnou mierou podieľa na stavbe predvulkanického podlažia, kde predstavuje najvyššiu z paleoalpínskych tektonických jednotiek. Na stavbe hronika, ktoré je tektonicky rozčlenené na niekoľko príkrovov, resp. čiastkových príkrovov, sa podieľajú horniny mladšieho paleozoika a triasu.

### **Mladšie paleozoikum hronika**

Biely (1979) predložil argumenty v prospech alternatívy, že horniny mladšieho paleozoika vystupujúce v tzv. čiastkovom príkrove Flosu (Mayer, 1959) v okolí Malachova a Kremničky jz. od Banskej Bystrice nie sú súčasťou vyššej tektonickej jednotky – príkrovu Drienku (sensu Bystrický, 1964) či silicika, ale

predstavujú vyšší tektonický element hronika porovnateľný s výskytmi mladšieho paleozoika hronika vo vrtoch v južnej časti Kremnických vrchov. Tento názor potvrdili Vozárová a Vozár (1988) zaradením permských hornín pri Kremničke do malužinského súvrstvia hronika. Toto zaradenie sa však nemusí týkať podobných hornín v oblasti kóty Flos západne od Banskej Bystrice, ktoré Vozár (ústne oznámenie) považuje skôr za „sinské“ vrstvy série Drienku v súlade s priradením Jaroša et al. (1966).

## **202 nečlenené mladšie paleozoikum (len v rezoch)**

Podľa výsledkov vrtov mladšie paleozoikum nižnobocianskeho a malužinského súvrstvia vytvára niekoľko sto metrov hrubý nesúvislý (?) horizont v podloží vulkanitov južnej časti Kremnických vrchov. Na jeho prítomnosť poukazuje aj interpretácia geofyzikálnych údajov (Fusán et al., 1979, 1987). Horniny mladšieho paleozoika boli prevítané vrtom JP-1 Jastrabá (Gašparik a Pulec et al., 1980) v intervale 1 021–1 164 m a vrtom JL-1 Janova Lehota (Biely et al., 1977) v intervale 856–1 378 m. Zatiaľ čo vo vrte JL-1 je pravdepodobne zastúpené len malužinským súvrstviem permského veku reprezentovaným mela-fýrmi a pestrými vrstvami drôb, drobových pieskovcov, arkóz a bridlíc, v spodnej časti vrtu JP-1 je prítomné aj nižnobocianske súvrstvie vrchnokarbónskeho veku reprezentované sivými až tmavými piesčitými bridlicami s polohami grafitických bridlíc, drobových pieskovcov a drobových zlepcov.

### ***Malužinské súvrstvie***

Na území zobrazenom na geologickej mape rešpektujeme pôvodné litologické členenie Jaroša et al. (1966).

## **201 pestré súvrstvie**

Pestré súvrstvie tvoria arkózovité pieskovce s kaolinicko-kremitým tmelom, striedajúce sa s pestrými (sivé, okrové, červenofialové) prachovitými bridlicami s ojedinelými vložkami karbonátov. Prítomné sú aj vložky drobnozrnných polymiktných brekcií a zlepcov. Materiál brekcií a zlepcov je tvorený kremeňom, kvarcitmi, diabasmí a grafitickými fylitmi.

## **200 svetlosivé arkózovité pieskovce**

Svetlosivé arkózovité pieskovce sú stredno- až hrubozrnné, vytriedené, pomerne dobre zvrstvené. V spodnej časti sa striedajú s polohami červenofialových bridlíc.

## 199 červené slienité bridlice

Najvyšším členom maluzinského súvrstvia sú červenofialové jemne sľudnaté slienité bridlice, miestami s telesami melafýrov hrúbky do 1 m.

## 198 porfyryty, paleobazalty a ich vulkanoklastiká

Vystupujú vo forme tenkých lávových prúdov v prostredí bridlíc. Horák (in Jaroš et al., 1966) rozlíšil porfyrické, jemnozrnné, holokryštalické a mandľovcové variety. Prítomné sú aj piesčité vulkanoklastiká označené ako tufity – s ohľadom na subakválny charakter vulkanizmu predpokladáme, že skôr ide o piesčité redeponované hyaloklastity.

### MEZOZOIKUM HRONIKA

Mezozoikum hronika v skúmanom území reprezentujú len horniny stredného až vrchného triasu, ktoré vystupujú v rámci niekoľkých čiastkových príkrovov. Vzhľadom na skutočnosť, že hronikum v skúmanom území nadväzuje na oblasť Veľkej Fatry, charakteristiku litostratigrafických jednotiek preberáme z vysvetliviek k regónu Veľkej Fatry (Polák et al., 1997), zohľadňujúc charakteristiku z územia v okolí Banskej Bystrice (Jaroš et al., 1966) a v Handlovskej kotline (Mello in Šimon et al., 1997), ako aj niektoré vlastné poznatky.

## 197 nečlenený trias hronika (len v rezočh)

V podloží vulkanitov nám chýbajú informácie o zastúpení jednotlivých členov hronika, a preto v rezočh trias hronika zobrazujeme ako nečlenený. Z východov po obvode môžeme usudzovať, že v severnej časti Kremnických vrchov ide o pomerne kompletný sled stredného a vrchného triasu. Naopak, trias hronika vystupujúci v južnej časti Kremnických vrchov, sčasti pod horninami mladšieho paleozoika vyššieho čiastkového príkrovu, reprezentujú len horniny vrchného triasu (Biely, 1979).

## 196 dolomitové brekcie

Vystupujú západne od Harmanca na báze hronika. Tvoria ich prevažne angulárne úlomky dolomitu tmelené žltkastou piesčito-karbonátovou hmotou. Miestami nesú zjavné znaky disolučných procesov a podobajú sa na rauvaky. Predpokladáme, že brekcie sú pôvodne sedimentárne (lagunárno-evaporačné prostredie ?), druhotne tektonizované pri presúvaní príkrovov hronika.



Stratigrafia		Litológia	m	Horninová charakteristika
JURA	kelovej			
	bat			
	bajok			
	álen			
	toark			
	pliensbach			
	sinemúr			
	hetanž			
TRIAS	rét		< 100	kössenské vrstvy, dachsteinské vápence
	norik		250-350	hlavné dolomity
	karn		< 20	lunzké vrstvy
	ladin		< 100	wetersteinské vápence
			200-300	wetersteinské dolomity
			< 50	reiflinské vápence
			< 100	gaderské vápence
	anis		150-200	ramsauské dolomity
			< 100	gutensteinské vápence
			< 20	gutensteinské dolomity
		< 20	dolomitové brekcie	
	skýt		?	
PALEOZOIKUM	perm		< 300	malužinské súvrstvie
	karbón		< 150	nižnobocianske súvrstvie
	staršie paleozoikum			

Obr. 6 Litostratigrafická tabuľka hronika v oblasti Kremnických vrchov

## 195 nečlenené dolomity stredného a vrchného triasu (anis–norik)

Vzhľadom na litologickú podobnosť stredno- a vrchnotriasových dolomitov hronika nie sú rozlíšené v oblastiach, kde vo vrstvovom slede absentujú lunžké vrstvy. Predovšetkým ide o spoločné zobrazenie wettersteinských a hlavných dolomitov.

## 194 gutensteinské dolomity: sivé vrstvovité dolomity (anis)

Vystupujú spravidla vo forme tenkých šošoviek hrubých max. 20 m v nadloží slienitých vápencov a bridlic neokómu krížňanského príkrovu, v podloží gutensteinských vápencov. Z litologického hľadiska sú to tmavosivé až tmavohnedé, často až čierne, silno bituminózne dolomity. Sú zväčša lavicovité, resp. tenkolavicovité (5–10 cm), len zriedkavo sa nájdu hrubšie lavicovité typy – do 50 cm.

Z mikrofaciálneho hľadiska sú to prevažne dolosparity, resp. mikrosparity, prakticky sterilné na organické zvyšky. Často sú pozorovateľné pseudomorfozy po evaporitových mineráloch. Ojedinele je možné pozorovať laminované a loferitové štruktúry. Polák et al. (1997) súvrstvie gutensteinských dolomitov na základe postavenia vo vrstvovom slede a per analogiam (Bystrický, 1983) veko zaradujú do spodného anisu.

## 193 gutensteinské vápence: tmavosivé až čierne vápence (anis)

Gutensteinské vápence vystupujú v hrúbke 0–100 m nesúvisle na báze hronika, najčastejšie v priamom nadloží slienitých vápencov a bridlic spodnej kriedy krížňanského príkrovu. Predstavujú ich tmavosivé až čierne vrstvovité, často stylolitové vápence s kalcitovými žilkami. Hrúbka vrstiev varíruje od cm lamín do 1,2 m. Sú bituminózne, miestami s krinoidmi, zriedkavejšie sú organodetrítické typy. V spodnej časti súvrstvia sa často nachádzajú červíkovité typy vápencov. Vo vápencoch sa vyskytujú časté polohy a vrstvy svetlo- a tmavosivých dolomitov. Vo vrchnej časti vápence prechádzajú do hrubolavicovitých až masívnych typov označovaných ako annaberské vápence. Obsahujú aj vložky a polohy organodetrítických vápencov so zvyškami rias a krinoidových článkov.

Spodná časť vápencov (gutensteinské) mikrofaciálne zodpovedá biomikritom, mikritom a mikrosparitom s nízkou frekvenciou organických zvyškov. Z organizmov sú prítomné články echinodermát, ostrakóda, foraminifery, zriedkavo detritický kremeň aleuritovej kategórie. Častým textúrym znakom sú mikrostylolity. V annaberských vápencoch sú častejšie prítomné polohy riasových a organodetrítických lavíc. Je v nich vyššia frekvencia organických zvyškov ako úlomky rias, foraminifery, bivalvie, krinoidy, ostne ježoviek a gastropóda. Podľa Bystrického (1983) gutensteinské a annaberské vápence hronika zastupujú strednú časť anisu.

## **192 ramsauské dolomity: lavicovité (často brekciovitě) tmavosivé dolomity (anis)**

Vystupujú v hrúbke do 200 m, často v priamom nadloží slienitých vápencov a bridlic spodnej kriedy krížňanského príkrovu. Z litologického hľadiska sú to prevažne tmavosivé, väčšinou lavicovité dolomity. Hrúbka lavíc je premenlivá, pohybuje sa od niekoľko cm až po lavice do cca 80 cm. Sú zväčša drobnokryštalické, celistvé, časté sú pórovité typy. Zriedkavé sú polohy a lavice organodetritických variet.

Mikrofaciálne sú to predovšetkým sparity, resp. biosparity, v menšej miere je základná hmota jemnozrnnejšia, mikrosparitického typu. Často sú rekryštalizované, nerovnomerne zrnité, s pigmentáciou subhedrálnych a euhedrálnych kryštálov.

Polák et al. (1997) zaraďujú ramsauské dolomity na základe postavenia vo vrstvovom slede a „per analogiam“ (Bystrický, 1983) do vrchného anisu–ladinu.

## **191 gaderské vápence: tmavosivé celistvé a svetlosivé vápence (anis)**

Súvrstvie gaderských vápencov vyčlenili Polák et al. (1996). Treba zdôrazniť, že pri geologickom mapovaní je možná zámena s tektonicky opakovanými horizontmi gutensteinských vápencov. Z litologického hľadiska ich tvoria lavicovité až hrubolavicovité (20–200 cm) polohy vápencov sivej až tmavosivej farby s charakteristickým hnedým odtieňom. V spodnej časti prevládajú slieňtejšie typy vápencov (makroskopicky často pripomínajú reiflinské vápence, avšak bez rohovcov, typickej hľuznatosti a bridlic). Vo vrchnej časti sú to prevažne celistvé a jemnozrné vápence. V najvyšších častiach vystupuje niekoľko lavíc svetlosivých krinoidových vápencov. Pravá hrúbka gaderských vápencov nepresahuje 100 m.

Z mikrofaciálneho hľadiska sú vápence prevažne mikrosparitovej, resp. sparitovej štruktúry, s pomerne nízkou frekvenciou organických zvyškov. V spodných častiach sú to predovšetkým krinoidové články, úlomky lamelibranchiát, ostrakóda, ojedinele foraminifery, pelety, pseudomorfozy po evaporitových mineráloch. Smerom do nadložia pribúdajú filamenty a ostrakóda. Základná hmota sa zjemňuje, stáva sa mikritická. Vo vrchnej časti gaderských vápencov pribúda organický detrit, predovšetkým úlomky echinodermát, časté sú foraminifery. Maximum organického detritu obsahujú najvyššie polohy svetlých krinoidových vápencov.

Na základe získaných fosílií a superpozície bol vek gaderských vápencov vrásy Tlstej stanovený na pelsón, vek krinoidových vápencov v ich nadloží na vrchný pelsón–ilýr.

## **190 reiflinské vápence: sivé slienité a hľuznaté vápence s rohovcami (anis–ladin)**

Reiflinské vápence vystupujú v hrúbke do 50 m zväčša v nadloží ramsauských dolomitov a v podloží wettersteinských vápencov či dolomitov. V malom výskyte pri Ráztočne v Handlovskej kotline ležia priamo na gutensteinských vápencoch (Havrila in Polák et al., 1996). Litologicky sú to sivé až tmavosivé slienité hľuznaté vápence s polohami a hľuzami čiernych rohovcov. Sú zväčša lavicovité, s nerovným povrchom vrstiev. Hrúbka lavíc kolíše od 5 do 30 cm. Jaroš et al. (1966) udávajú aj prítomnosť lavíc tmavých krinoidových vápencov. Pruhy čiernych nedokončených rohovcov sú ostro oddelené od okrajovej karbonátovej hmoty, ojedinele vo forme laminovaných rohovcov. Okrem súvislých pásov sú rohovce rozptýlené vo vápenci vo forme drobných hľúz a bradavičiek. Vo vyšších častiach súvrstvia sú pomerne časté vo forme vložiek a medzi-vrstvičiek sivé slienité bridlice.

Mikrofaciálne sú vápence tvorené prevažne biomikritmi s pomerne vysokou frekvenciou organických zvyškov. Charakteristickým zvyškom sú filanty, vyskytujú sa aj rádiolárie, ihlice hubiek, ostrakóda, úlomky článkov echinodermát, foraminifery, globochéty. Pomerne frekventovaným prvkom sú pelety. Veľmi zriedkavá je klastická prímes vo forme úlomkov kremeňa aleuritovej veľkostnej kategórie. Rohovce tvorí jemnokryštalický chalcedón. Obsahujú veľmi málo zachovaných organických zvyškov vo forme fantómov. Najčastejšie sú to rádiolárie, ojedinelé sú ihlice hubiek. Veľmi frekventovaným prvkom v silicitoch sú idiomorfne klence kalcitu.

Na základe spracovania mikrofauny vo Veľkej Fatre (Polák et al., 1997) bolo stanovené stratigrafické rozpätie reiflinských vápencov na fasan–kordevol. Spracovanie fauny z lokality pri Hornom Harmanci indikuje vek pelsón–stredný fasan, pri Ráztočne vrchný pelsón–vrchný ilýr (Havrila, 1997). Rozdiely v stratigrafickom rozsahu v jednotlivých častiach územia vyplývajú z postupného zatlačania panvovej fácie reiflinských vápencov rifovou faciou wettersteinských dolomitov.

## **189 wettersteinské dolomity: svetlosivé organodetrické dolomity (ladin)**

Vystupujú v hrúbke až 300 m v nadloží gaderských vápencov a variabilne v podloží či nadloží wettersteinských vápencov. Litologicky sú to svetlosivé, prevažne masívne a hrubolavicovité dolomity. V oblastiach, kde sú vyvinuté stromatolitové polohy, nadobúdajú pravidelnú lavicovitosť (10–20 cm). Sú prevažne svetlosivej farby, miestami sú to až biele variety. Väčšinou sú celistvé, silno pórovité, prevažne so zvyškami dasykladaceí, resp. s dutinami po vypadaných riasach. Veľmi časté sú rekryštalizované typy, hrubokryštalické, resp.



cukrovité, miestami prechádzajú do výrazne organodetrítických a krinoidových typov. Časté sú polohy výrazne stromatolitových dolomitov.

Mikrofaciálne ide predovšetkým o dolobiosparity, resp. biomikrosparity. Najfrekvencovanejším zvyškom sú stielky rias, krinoidové články a celé stonky, úlomky machoviek, lamelibranchiát, gastropód a iného ťažko určiteľného biodetritu. Na základe dasykladaceí (Buček in Polák et al., 1997) zaraďujeme tieto dolomity do ladinu–kordevolu.

### **188 wettersteinské vápence: svetlosivé organogénne vápence (ladin–karn)**

Vystupujú nesúvisle v hrúbke do 100 m variabilne v podloží či nadloží wettersteinských dolomitov. Litologicky ich tvoria svetlosivé až biele lavicovité, hrubolavicovité až masívne organodetrítické a organogénne vápence. Hrúbka lavíc sa pohybuje od 20 do 150 cm. Mikrofaciálne ide hlavne o biosparity, menej biomikrity s pomerne bohatou frekvenciou organických zvyškov, kde prevláda detrit dasykladaceí, kostrových elementov rifových organizmov, krinoidov aj zriedkavých foraminifer, sfinktozoí a iného rozličného biodetritu. Veľmi hojné sú tzv. „riasové hruďky“, to znamená detrit rias obalený karbonátovým materiálom. Na základe mikrofauny zaradili Polák et al. (1997) tieto vápence do ladinu až spodného karnu (kordevolu).

### **187 lunzké vrstvy: jemnozrnné pieskovce, piesčité bridlice (karn)**

Lunzké vrstvy sú vyvinuté len nesúvisle, v hrúbke do 50 m. Litologicky sú sivé a hrdzavosivé jemnozrnné pieskovce striedajúce sa so sivými a zelenosivými piesčitými bridlicami. Pieskovce tvoria obyčajne pravidelné lavice hrúbky 10–20 cm. Polohy bridlíc dosahujú miestami hrúbku až 5 m. V území západne od Banskej Bystrice v súvrství prevládajú pieskovce (Jaroš et al., 1966).

Petrograficky sú pieskovce na 65–70 % zložené z úlomkov kremeňa. Zrná sú angulárneho tvaru, prevažne monokryštalicky undulózne zhášajúce zrná predstavujú cca 8–10 %. Veľkosť zrn neprevyšuje 1 mm. Nestabilná zložka je zastúpená úlomkami K živcov, Ca a Na živce tvoria cca 5 %. Sú prevažne silno sericitizované. Zo slúd sú zastúpené hlavne muskovit, sericit a baueritizovaný biotit. Akcesórie zastupuje hlavne zirkón, vyskytuje sa aj rutil. Základná hmota je karbonátovo-sericitická, tmel karbonátový. Bridlice tvorí hlavne illit, chlorit, značné zastúpenie má sericit. Kremeň v aleuritovej zrnitostnej kategórii predstavuje cca 10 %. Časté sú zrná a globulky pyritu.

Analýza mikroflóry v bridliciach lunzkých vrstiev v oblasti Veľkého Šturca, mimo mapovaného územia, potvrdila ich karnský vek (Hlôšková in Polák et al., 1997).

## 186 hlavné dolomity: sivé lavicovité dolomity (karn–norik)

V severnej a západnej časti územia sú hlavné dolomity najvrchnejším členom hronika. Vystupujú tu v hrúbke maximálne 250–350 m. Litologicky sú hlavné dolomity prevažne svetlej, svetlosivej až sivej farby, tmavé typy sú skôr zriedkavosťou. Sú prevažne lavicovité, dobre vrstvomité, s hrúbkou lavíc od 20 do 200 cm. Predstavujú zrejme najmä lagunárnu fáciu. Z mikrofaciálneho hľadiska sú to hlavne biomikrity, menej biosparity s pomerne hojnými zvyškami organizmov, hlavne úlomkami bivalvií, brachiopód, foraminifer, rias a ďalšieho biodetritu.

Lavicovité dolomity lagunárnej fácie sú miestami laterálne vystriedané masívnymi dolomitmi rifovej fácie. Litologicky sú to svetlosivé masívne dolomity. Vysoko v nich prevláda detrit nad samotnou kostrou rifu. Charakteristickým znakom týchto dolomitov je výrazná primárna a sekundárna pórovitosť vzrastajúca od drobných vnútrokryštálových pórov po kaverny vzniknuté po oddelení fosílií. Dolomity sú značne rekryštalizované a rozpadajú sa až na dolomitové piesky.

Polák et al. (1997) uvádzajú na základe fosílií stratigrafické rozpätie hlavných dolomitov vrchný karn–norik.

## 185 dachsteinské vápence a kössenské vrstvy: tmavé a organodetritické vápence (norik–rét)

Vystupujú v nadloží hlavných dolomitov v hrúbke do 100 m západne od Malachova a v podloží južnej časti vulkanitov Kremnických vrchov, kde boli overené vrtní KP-II-I v závere Badínskej doliny, KP-II-2 v závere doliny Vápenného potoka a JL-1 Jánova Lehota (Biely, 1979). Dachsteinské vápence a kössenské vrstvy vystupujú spolu, repsektíve sa laterálne zastupujú a na mape nie sú rozlíšené. Dachsteinské vápence sú masívne, sivé až tmavé, najmä v spodnej časti s vložkami tmavých dolomitov. Pre kössenské vrstvy sú charakteristické čierne organodetritické, lumachelové alebo oolitické vápence s vložkami tmavých vápenných bridlíc. Vedejová (in Knésl et al., 1976 a in Biely, 1979) stanovila na základe spoločenstva foraminifer noricko-rétsky vek.

## PALEOGÉN

Centrálnokarpatský paleogén vystupuje v skúmanom území medzi Tajovom, Kordíkmi a Králikmi západne od Banskej Bystrice, kde ho reprezentuje len borovské a hutianske súvrstvie a v oblasti Handlovskej kotliny, kde sú zastúpené všetky súvrstvia podtatranskej skupiny s výnimkou bielopotockého súvrstvia. Funkciu bielopotockého súvrstvia preberá pieskovcové súvrstvie egerského veku, ktoré však predstavuje nový sedimentačný cyklus (Gross in Šimon et al., 1997).

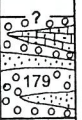
## Podtatranská skupina

Charakteristika súvrství je spracovaná na základe vysvetliviek ku geologickej mape Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny (Gross in Šimon et al., 1997) a vysvetliviek ku geologickej mape listu Banská Bystrica (Jaroš et al., 1966).

### 184 borovské súvrstvie: a) bazálne polymiktné a dolomitové brekcie a zlepenec, b) vápnité a foraminiferové pieskovce

Borovské súvrstvie vystupuje v hrúbke do 50 m (ojedinele aj viac) na báze podtatranskej skupiny, najčastejšie v nadloží dolomitov hronika, v menšej miere na iných členoch hronika, či dokoca v nadloží hornín krížňanského príkrovu. Na báze borovského súvrstvia miestami vystupujú v hrúbke niekoľko metrov pravdepodobne *predtransgresívne uloženiny* reprezentované takmer monomiktnými dolomitovými (alebo lokálne i dolomitovo-vápencovými) brekciami s veľkými ostrohranným, neopracovaným úlomkovým materiálom, tmeleným psamitickou frakciou – dolomitovým pieskom. Hlavnú masu borovského súvrstvia reprezentujú karbonatické brekcie s prechodmi do zlepenecov. *Brekcie* sa skladajú z dolomitov, menej často z vápencov, ktoré tvoria niekedy až 3-metrové i väčšie balvany. Priemerná veľkosť úlomkov je okolo 10 cm. Charakteristickým znakom je ich vysoká nevytriedenosť. Niektoré úlomky dolomitov sú natoľko zvetrané, že už pri slabom dotyku sa rozpadávajú na dolomitovú múčku. Popri karbonátových úlomkoch sa tu ojedinele našli granitoidné horniny, kremence, kremeň, permské a triasové bridlice, melafýry atď. Je zaujímavé, že obliaky nekarbonátových hornín sú podstatne lepšie zaoblené ako karbonátové. Tmel brekcií je piesčitý, zložený prevažne zo zrn karbonátov s ojedinelými kremennými zrnami. *Zlepenec* majú menšie plošné rozšírenie ako brekcie, vystupujú najmä v oblasti Handlovej kotliny. Prechod medzi brekciami a zlepencami býva vždy plynulý. Obliaky a úlomky sú zložené z tmavosivých dolomitov, menej často z vápencov, červenofialových pieskovcov, siltovcov a bridlíc (perm?, keuper?), zelených bazických hornín (melafýrov?), kremencov, úlomkov kryštallických hornín atď. V profile zlepenecov vidno smerom do podložia zväčšovanie veľkosti obliakov a ojedinelé tenké polohy (lavice) drobových a kremenných pieskovcov, siltovcov až ílosiltovcov. Veľkosť obliakov sa pohybuje v rozmedzí od niekoľko mm do 20 cm. Tmel je ílovito-piesčitý až pieskovcový, nevápnitý, svetlej až červeno-fialovej farby v závislosti od obsahu permského materiálu.

Brekcie a konglomeráty obsahujú aj nepravidelné vložky *vápnitých (dolomitových) pieskovcov*, ktoré vytvárajú eventuálne aj hrubšie samostatné horizonty. Pieskovce sú hrubozrnné, dolomitické, s kremeno-karbonátovým tmelom a kremenno-dolomitové s kalciticko-dolomitickým tmelom. Severne od Tajova sú pieskovce sľudnaté, obsahujú polohy so zuhoľnatenou rastlinou drvinou a na

Stratigrafia		Litológia		m	Horninová charakteristika	
NEOGÉN	Miocén	egenburg		Handlová	10-20	<b>179 - rakšianske súvrstvie:</b> karbonátové zlepence s polohami piesčitých a organogénnych vápencov (jv. od Čremošného)
		eger				
PALEOGEN	Oligocén	kišceľ	Kralický - Kordíľky		do 100	<b>180 - pieskovcové vrstvy bielopotockého typu:</b> pieskovce s polohami drobnozrnných zlepenčov
				do 50	na báze miestami balvanovité zlepence	
				300-500	<b>182 - hutianske a zuberecké súvrstvie:</b> flyš s prevahou ílovcov ílovice s polohami jemnozrnných pieskovcov	
	Paleocén	priabón		50-200	<b>183 - okrajové (terchovské) súvrstvie:</b> ílovice s telesami brekcií a zlepenčov	
		bartón		10-100	<b>184 - borovské súvrstvie:</b> a - bazálne karbonátové brekcie a zlepence b - vápňité a foraminiferové pieskovce	
		lutét				

Obr. 7 Litostratigrafická tabuľka paleogénu a spodného miocénu v oblasti Kremnických vrchov



vrstvových plochách sú hojné hieroglyfy. Západne od Kordík sú prítomné aj sľudnaté prachové bridlice a v. od hájovne Králiky glaukonitické pieskovce. V okolí Králik vystupujú aj numulitové pieskovce. Sú jemno- až strednozrné, polymiktné, s prechodmi do foraminiferových vápencov. V okolí Rudlovej v nich Vaňová (1962 in Pulec, 1965) určila spoločenstvo numulitov, diskocyklín a iných organických zvyškov vo vekovom rozsahu vrchný lutét–priabón.

Stratigrafické začlenenie borovského súvrstvia v bojnickej a handlovskej oblasti bolo stanovené na základe štúdia veľkých a malých foraminifer. Vaňová (1969) opísala a určila z viacerých povrchových výskytov a vrto v bojnickej oblasti spoločenstvá bartónu (vrchného lutétu). Köhler (in Elečko et al., 1992) opísal a určil z viacerých povrchových výskytov a vrto v handlovskej oblasti spoločenstvá priabónu. Borovské súvrstvie v handlovskej oblasti je teda relatívne mladšie.

### **183 okrajové (terchovské) súvrstvie: ílovce, sporadické karbonátové brekcie**

Vo vyšších častiach borovského súvrstvia sa podľa Grossa (in Šimon et al., 1997) znižuje zrnitosť sedimentov. Brekcie sa začínajú striedať s pieskovecami a vyššie sa začínajú objavovať už aj tenké polohy ílovcov. Prechod z podložného borovského súvrstvia do regionálne vyvinutého okrajového súvrstvia je celkom plynulý. Z toho vyplýva, že praktické vedenie geologickej hranice medzi oboma súvrstviami v nedokonale odkrytom teréne je do istej miery konvenčné. Brekcie okrajového súvrstvia majú na rozdiel od borovského súvrstvia textúry, ktoré svedčia o transporte materiálu v turbiditných prúdoch alebo v sklzoch (porovnaj Marschalko, 1968). Obliaky a úlomky karbonátových klastík dosahujú veľkosť 1–5 cm, sú slabo opracované a málo vytriedené. Vo vysokej prevaha sú tu obliaky dolomitov, menej vápencov, rohovce, ojedinele kremeň, kremence, pieskovce a úlomky kryštalinika. Tmel je karbonátový, piesčitej frakcie, so zrnkami kremeňa. Ďalším charakteristickým znakom je alternácia brekcií s ílovcami. Ílovce smerom do nadložia hrubnú na úkor stenčujúcich sa lavíc brekcií. Súvrstvie takto nadobúda charakter podobný flyšu. V brekciách sa vyskytujú úlomky ílovcov (intraklasty) poukazujúce na podmorskú eróziu. Ílovce sú premenlivo vápnité, sivých až tmavosivých odtieňov, po navetraní nadobúdajú až žltohnedé sfarbenie. Majú tenkobridličnatý, inde až lístkovitý rozpad, niekde sú prerušované laminami siltovcov až jemnozrnými pieskovecami. Smerom do nadložia sa postupne začínajú vytrácať polohy, resp. pruhy brekcií, ílovce sa stávajú „čistejšie“ a okrajové súvrstvie takto prechádza do nadložných ílovcov menilitového typu, resp. bežných ílovcov hutiansko-zubereckého súvrstvia.

Okrajové fácie svojím tvarom pripomínajú rozsiahle vejáre alebo šošovky rozširujúce sa od zdroja smerom k osi bazéna. Terchovské súvrstvie v Hand-

lovskej kotline má celkovo prevahu ílovcov (čo do plochy i hrúbky) nad brekciami, resp. zlepenkami. Brekcie často vytvárajú iba šošovkovite sa vyklíňujúce a znova sa objavujúce polohy vo vápnitých ílovcoch. V oblasti Kordík a Králik okrajové súvrstvie nebolo vyčlenené, ale nevylučujeme, že vyššia časť borovského súvrstvia v tejto oblasti môže byť ekvivalentom terchovského súvrstvia. Hrúbka súvrstvia je značne premenlivá, od desiatok po prvé stovky metrov.

Vek terchovského súvrstvia v Handlovskej kotline bol stanovený na základe štúdia veľkých foraminifer (E. Köhler), mikrofauny (O. Samuel) a nanoplanktónu (J. Raková) (všetci autori in Elečko et al., 1992). Z ich štúdia vychádza rozpätie najvyšší priabón–spodný oligocén. Z toho vyplýva, že podobne ako bazálne borovské súvrstvie, tak aj nadložné okrajové súvrstvie je v handlovskej časti regiónu preukázateľne mladšie ako ich ekvivalenty v bojnickej časti.

## **182 hutianske (a zuberecké?) súvrstvie: ílovce s vločkami a laminami pieskovcov**

Gross (in Šimon et al., 1997) uvádza, že v Handlovskej kotline sa nepodarilo kartograficky ho odčleniť od vyššie uloženého zubereckého súvrstvia, ktoré je v tejto oblasti charakterizované prevahou ílovcov. Obdobne je to aj v území západne od Banskej Bystrice, kde zuberecké súvrstvie nebolo vôbec identifikované (Lexa et al., 1983).

Podľa Grossa (in Šimon et al., 1997) najspodnejšie časti opisovaného súvrstvia sú tvorené premenlivo vápnitými ílovcami, tenkobridličnato až lístkovito rozpadavými, ojedinele s tenkými lavičkami pieskovcov alebo drobnozrnných brekcií. Zvláštnosťou je výskyt ílovcov menilitového typu. Menilitové ílovce sú veľmi tvrdé, prekremenené, v čerstvom štádiu čokoládovej farby, po navetraní až s bledomodrou patinou. Miestami obsahujú množstvo šupín a kostrové elementy rýb. Časté sú v nich aj laminy svetlejších farieb. Ílovce sú prerušované 1–3 cm hrubými lavicami jemnozrnných sivobielych pieskovcov a siltovcov. Ani pieskovce ani ílovce menilitového typu nie sú vápnité. V opísanej spodnej časti hutiansko-zubereckého súvrstvia sa miestami nachádzajú polohy (šošovky) prevažne karbonátových brekcií až zlepenčov, ojedinele aj olistolity hornín hronika. Takéto olistolity boli overené vrtom LX-15 Kremnica (Lexa et al., 1983) a vrtom VT-10 (Blaško et al., 1983).

Ílovce hutiansko-zubereckého súvrstvia sú vápnité, kusovito až bridličnato rozpadavé, miestami laminované (siltovcové laminy). Siltovcové laminy až vrstvičky dosahujú hrúbku od desiatín milimetra maximálne do 10 mm. Často majú šošovkovitý priebeh. Pieskovce sú zväčša jemnozrnné, 2–5 cm hrubé, modrosivej farby, buď homogénne, alebo často v celej hrúbke vodorovne laminované. Mikroskopickým štúdiom boli určené ako drobové pieskovce, celkom ojedinele ako droby.

Hutiansko-zuberecké súvrstvie v Handlovskej kotline smerom do nadložia miestami nadobúda charakter až typického flyšu s pomerom pieskovcov k ílovcom zhruba od 2 : 1 do 1 : 2. Pieskovce vytvárajú lavice hrubé 20 až 50 cm. Boli určené ako drobové pieskovce a sú buď homogénne, alebo gradačne zvrstvené. Laminácia je zvýraznená hojnou rastlinnou sečkou.

Hrúbka hutiansko-zubereckého súvrstvia v Handlovskej kotline, podobne ako hrúbka ostatných súvrství paleogénu, je značne premenlivá. Je nesporné, že je oveľa menšia ako hrúbka zistená v priľahlej bojnickej oblasti. V štruktúrnom hydrogeologickom vrte pri letisku v Prievidzi sa zistila hrúbka súvrstvia okolo 600 m. Východne a severovýchodne od Handlovej je hrúbka súvrstvia redukovaná eróziou. V poklesnutom bloku pri Kordíkoch západne od Banskej Bystrice bola vrtom LX-22 (Lexa et al., 1983) overená minimálna hrúbka súvrstvia 350 až 400 m. Vrt LX-15 pri Kremnici (Lexa et al., 1983) prevíral súvrstvie v hrúbke 350 m.

Vek súvrstvia sa určoval, podobne ako v podložnom okrajovom súvrství, na základe štúdia mikrofauny, peľu, spór a nanoplanktónu. Výsledky poukazujú na spodnooligocénny – kišcelský – vek sedimentov (Gross in Šimon et al., 1997). Vek súvrstvia pri Kordíkoch Gašpariková (in Lexa et al., 1983) stanovila na vrchný priabón až spodný oligocén.

### **181 nečlenený paleogén podtatranskej skupiny (len v rezoch)**

Podľa zachovanej hrúbky ho v spodnej časti reprezentuje borovské súvrstvie (30–80 m), vyššie hutianske a zuberecké súvrstvie.

## **Oligocén / spodný miocén**

### **180 pieskovcové vrstvy bielopotockého typu**

Vystupujú v hrúbke do 100 m len v Handlovskej kotline, kde sa nachádzajú v nadloží hutiansko-zubereckého súvrstvia, mimo mapovaného územia aj na iných členoch podtatranskej skupiny, ale aj priamo na dolomitoch hronika. Čechovič (1959) ich opísal ako „piesčité vrstvy, ktoré zakončujú paleogénny sedimentačný cyklus“. Nájdené výskyty pieskovcového súvrstvia na najrôznejších paleogénnych súvrstviach nesporne potvrdzujú, že ide o nový sedimentačný cyklus na rozhraní paleogénu a neogénu, vekovo reprezentujúci eger (Gross in Šimon et al., 1997).

Podľa Grossa (l. c) súvrstvie tvoria zdanlivo masívne, slabo stmelené pieskovce s vyklíňujúcimi sa polohami drobnozrnných zlepcov. Tie ako celok svojím skorým rozpadom na piesok a štrk veľmi pripomínajú neogénne horniny. Prítomné sú aj veľmi pevné lavice stredno- a hrubozrnných pieskovcov a drobnozrnných



zlepencov, hrubé 20–80 cm. Po čiastočnom navetraní nadobúdajú veľmi charakteristický guľový až elipsoidálny rozpad.

Pieskovce a drobnozrné zlepenice sú výslovne polymiktné, obsahujú vysoký podiel hornín kryštalinika a metamorfík, žilného kremeňa, menej časté sú sivé a fialové bridlice, kremence, dolomity, vápence, pelokarbonáty atď. Taký vysoký podiel granitoidných hornín v podobných horninách paleogénu sa nikde inde nezistil. Opracovanie granitoidných hornín je slabé, kremenné obliaky sú opracované dokonale. Medzi zrnami a obliakmi nachádzame ojedinelé úlomky makrofauny a redeponované schránky numulitov.

Ílovce vytvárajú len celkom ojedinelé, veľmi tenké a priestorovo nestále polohy. Sú slabo vápnité až nevápnité a zväčša neobsahujú žiadnu stratigraficky cennú faunu. Najčastejším typom zvrstvenia pieskovcov je buď homogénne, alebo nepravidelné (hrubá frakcia je nerovnomerne rozptýlená v celej hrúbke lavice). V niektorých odkryvoch majú pieskovce typické gradačné zvrstvenie.

Asociácia palynoflóry (Snopková in Šimon et al., 1994) je mladšia ako vo vzorkách z okrajovej litofácie a hutiansko-zubereckého súvrstvia. Zodpovedá asociácii, ktorú zistili Nagy (1985) v egeri Maďarska a Planderová (1990) v egeri na južnom Slovensku. Analýzou spoločenstiev nanoplanktónu (Raková in Šimon et al., 1994) sa nesporne potvrdil vrchnooligocénny vek súvrstvia. Druhy separované z ílovcových polôh kameňolomu v Brusne však potvrdili až spodný miocén.

## **MIOCÉN**

### **SPODNÝ MIOCÉN**

Horniny spodného miocénu sa v skúmanom území nevyskytujú, s výnimkou niekoľkých reliktov organogénnych vápencov egenburgu v severnej časti územia.

#### **179 piesčité a organogénne vápence egenburgu**

Vystupujú v troch izolovaných reliktoch malej hrúbky v nadloží hornín krížňanského príkrova jv. od Čremošného. Bohatá asociácia bentických foraminifér, machoviek a litotamnií indikuje egenburský vek (Rakús, 1977). Výskyty sú paralelizovateľné s obdobnými horninami v Turčianskej kotline opísanými ako rakšianske súvrstvie (Gašparik et al., 1995).

### **SPODNÝ BÁDEN**

Horniny spodného bádenu na mapovanom území reprezentuje vulkanosedimentárne kordické súvrstvie a komplex extruzívnych telies amfibolicko-hyperstenických andezitov, niekedy s akcesorickým granátom.



## Kordické súvrstvie

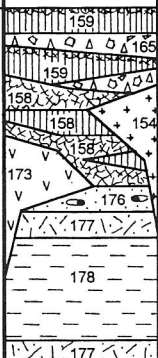
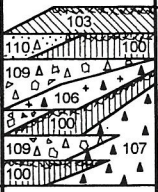
Súvrstvie, ktoré pôvodne vyčlenil Andrusov (1954) a neskôr redefinovali Lexa (1975) a Konečný et al. (1983), vystupuje bežne v hrúbke 20–200 m v nadloží mezozoických a paleogénnych hornín na báze vulkanitov takmer v celom rozsahu Kremnických vrchov. Výnimkou sú len severný okraj a východná časť vulkanitov Kremnických vrchov, kde mladšie formácie ležia priamo na podloží. V kremnickej oblasti ku kordickému súvrstviu priradujeme argilitizované polohy polymiktných pieskovcov a tufitických pieskovcov s obliakmi andezitov a neovulkanických hornín medzi intruzivami zlatostudnianskej formácie, opísaných Böhmerom (1977) vo vrtoch KŠ-1 a KZ-1. Väčšiu hrúbku, až vyše 500 m, súvrstvie dosahuje v južnej, ale najmä juhozápadnej časti Kremnických vrchov (vrty HV-7 a 9; Blaško et al., 1989), kde sú zastúpené aj morské sedimenty. V dôsledku rozsiahlej zosuvnej činnosti podmienenej zastúpením ílovcov súvrstvie len ojedinele vytvára povrchové odkryvy.

Súvrstvie reprezentujú variabilne nevulkanické a tufitické ílovce, siltovce a pieskovce, redeponované tufy, epiklastické vulkanické pieskovce, vložky uhoľných ílovcov a polohy konglomerátov s nevulkanickým materiálom. V južnej a juhozápadnej časti územia dominujú laminované ílovce, siltovce a jemné pieskovce uložené v morskom prostredí (Gašpariková in Blaško et al., 1989), zatiaľ čo v ostatných častiach územia je zloženie súvrstvia pestrejšie a s najväčšou pravdepodobnosťou bolo uložené v premenlivom fluvialno-limnickom a lakustrickom prostredí. Vo vrchnej časti súvrstvia prevláda vulkanický materiál a ide až o epiklastické konglomeráty a pieskovce s variabilnou prímесou pemzy a nevulkanického materiálu. Ojedinele sme pozorovali aj prstovité prevrstvenie sedimentov s iniciálnymi členmi nadložnej zlatostudnianskej formácie reprezentovanými lávovými prúdmi s hyaloklastitovými brekciami alebo redeponovanými tufmi freatomagmatického typu indikujúcimi vývoj vo vodnom prostredí.

V spodnej časti súvrstvia ubúda vulkanického materiálu a pozorujeme postupný prechod do súvrstvia tmavých ílovcov a svetlých pieskovcov až jemných štrkov s materiálom kryštalínika, menej karbonátov a ojedinele vulkanitov. Spodná hranica medzi litologicky podobným súvrstviem oligocénu v podloží je niekedy problematická. Ku kordickému súvrstviu na základe pozície priradujeme aj uhoľnosné vrstvy badínskej bane severne od Badína, ktoré opísal Čechovič (1944), uhoľné sloje v oblasti Nemeckého vrchu a Malachovskej doliny (Knéslová et al., 1983) a uhoľné sloje v hlbokých vrtoch v okolí Janovej Lehoty (Blaško et al., 1989).

Dobrá obraz o litológii súvrstvia poskytujú profily niektorých vrtoz západne od Malachova (Knésl et al., 1982; Knéslová et al., 1983).

Spodnobádenský vek kordického súvrstvia je doložený výsledkami palynologického výskumu (Konečný et al., 1983) na viacerých lokalitách, morskou

Stratigrafia		Litológia	m	Hominová charakteristika	
M I O C É N	Panón	vrchný			
		spodný			
	Sarmat	vrchný			
		stredný			
	Báden	vrchný	hiát		
		stredný		200-300	<b>zlatostudnianska formácia:</b> 154 - intrúzia dioritového porfyru 158 - subakválne lávové prúdy pyroxenického andezitu s hyaloklastitovými brekciami 159 - lávové prúdy pyroxenických andezitov 165 - hrubé až drobné epiklastické vulk. brekcie <b>komplex andezitov s granátom: 173</b>
spodný		150-250	<b>rematská formácia:</b> 100 - lávové prúdy pyroxenických andezitov 103 - lávové prúdy amf-px andezitov 106 - pyroklastické prúdy pyroxenických andezitov 107 - aglomeráty a tufy pyroxenických andezitov 109 - hrubé až drobné epiklastické vulk. brekcie 110 - drobné ep. vulk. brekcie s polohami pieskocvov		

Obr. 8 Litostratigrafická tabuľka vulkanitov západnej časti Kremnických vrchov

Stratigrafia		Litológia	m	Hominová charakteristika	
M I O C E N	Panón	vrchný	50-100	<b>jastrabská formácia</b> (ryolity) 69 - ep. vulk. brekcie a redep. tufy, 71 - redep. tufy a epikl. vulk. pieskovce, 72 - tufy, tufity a siltovce 66a,b - extrúzie a lávové prúdy	
		spodný	200-350	<b>fločovská formácia</b> 100 - lávové prúdy pyroxenických andezitov 101 - lávové prúdy hyperstenických andezitov 102 - lávové prúdy leukokratických px andezitov 103 - lávové prúdy amf-px andezitov 105 - pyroklastiká vulkanického kužela 106 - pyroklastické prúdy px andezitov 107 - aglomeráty a tufy px andezitov 108 - hrubé až blokové epikl. vulk. brekcie 109 - hrubé až drobné epikl. vulk. brekcie 110 - drobné epikl. vulk. brekcie a pieskovce 111 - epikl. vulk. brekcie a konglomeráty 112 - epikl. vulk. konglomeráty a pieskovce	
	Sarmat	vrchný	50-150	<b>formácia Kremnického štítu</b> 126 - extrúzia bi-amf-px andezitu	
		stredný	300-500	<b>turčecká formácia</b> 133 - lávové prúdy bazaltických andezitov 134 - lávové prúdy pyroxenických andezitov 135 - lávové prúdy leukokratických andezitov 139a - tufy a aglomeráty bazaltických andezitov 141 - redep. tufy s epikl. vulk. pieskovicami 143 - hrubé až drobné epikl. vulk. brekcie 144 - drobné epikl. vulk. brekcie s pieskovicami	
		spodný	0-50	<b>prašnické štrky</b> 149 - štrky a hrubé piesky s nevulk. materiálom	
	Báden	stredný	0-500	<b>zlatostudnianska formácia</b> 152 - nečlenené horniny zlatostudnianskej formácie (najmä lávové prúdy pyroxenických andezitov a hrubé až drobné epikl. vulk. brekcie s polohami pieskovcov)	
		spodný	?	<b>kordické súvrstvie</b> 175 - nečlenené horniny kordického súvrstvia	
			hiát		

Obr. 9 Litostratigrafická tabuľka vulkanitov severnej časti Kremnických vrchov

Stratigrafia		Litológia	m	Horninová charakteristika
M I O C Ě N				
Panón	vrchný			
	spodný			
Sarmat	vrchný	81, 86	100-150	<b>turovská formácia</b> 81 - lávové prúdy pyroxenických andezitov 82 - pyroklastické prúdy pyroxenických andezitov 83 - epikl. vulk. brekcie a redeponované tufy 85 - epikl. vulk. konglomeráty a redep. tufy 86 - epikl. vulk. pieskovce a redep. tufy
	stredný	81, 82, 83, 85, 86, 92b, 94, 95, 92b, 90, 93, 92a, 88, 89	100-300	<b>sieľnická formácia</b> 88-89 - extrúzia a lávové prúdy bi-amf-px andezitu 90 - pyroklastické prúdy amf-px andezitu 92a,b - veľmi hrubé, hrubé až drobné ep. v. brekcie 93 - epikl. vulk. brekcie, pieskovce a redep. tufy 94 - epiklastické vulkanické konglomeráty 95 - epiklastické vulkanické pieskovce 96 - tufitické flovice, siltovce a pieskovce 97 - tufitické sedimenty s polohami štrkov
	spodný	95, 96, 97		<b>sitiňanský komplex</b> 114 - lávové prúdy bi-amf-px andezitov 115 - hrubé epikl. vulk. brekcie
		114, 109, 106, 115, 109a	0-200	<b>breznický komplex</b> 106 - pyroklastické prúdy px andezitov 109 - epikl. vulk. brekcie px andezitov 109a - epikl. vulk. brekcie s bi-amf andezitmi
		135, 119, 141, 134, 170, 142, 169, 159, 168, 163a, 166, 165, 160, 163b, 167, 164, 159, 158, 165, 162, 171, 158, 172, 175	0-200	<b>studenská formácia</b> 119 - lávové prúdy bi-amf andezitov <b>turčecká formácia</b> 134 - lávové prúdy pyroxenických andezitov 135 - lávové prúdy leukokratných andezitov 141 - redp. tufy a epikl. vulk. pieskovce 142 - redep. aglomeráty a epikl. vulk. brekcie
		160, 163b, 167, 164, 159, 158, 165, 162, 171, 158, 172, 175	300-400	<b>zlatostudnianska formácia</b> 158 - lávové prúdy px andezitov s hyaloklastitmi 159 - lávové prúdy pyroxenických andezitov 160 - lávové prúdy amf-px andezitov 162 - hyaloklastitové brekcie, 164 - hrubé až blokové ep. v. brekcie, 165 - hrubé až drobné ep. v. brekcie 166 - ep. v. brekcie a konglom., 167 - ep. v. brekcie a pieskovce, 168 - epikl. vulk. konglomeráty 169 - ep. v. kongl. a pieskovce, 170 - ep. v. pieskovce 171 - redep. tufy a epikl. vulk. pieskovce
		171, 158, 172, 175	0-100	<b>komplex andezitov s granátom</b> 172 - extrúzia px-amf andezitu s granátom
	175	100-300	<b>kordícke súvrstvie</b> 175 - nečlenené kordícke súvrstvie	
Báden	stredný			
	spodný			

Obr. 10 Litostratigrafická tabuľka vulkanitov východnej časti Kremnických vrchov



Stratigrafia		Litológia	m	Horninová charakteristika
M I O C É N	Panón	57, 53, 61, 56, 60, 59, 55, 69, 65a, 65b	50-200	<b>formácia Vláčieho vrchu</b> (bazaltické andezity) 53 - nek dioritového porfýru, 55 - intrúzia amf-px and. 56, 57 - lávové prúdy bazaltických a amf-px andezitov 59 - lám. prúdy a pyroklastiká, 60 - tufy a aglomeráty 61 - epiklastické vulkanické brekie
		118, 121, 63, 122, 128, 129	50-100 50-150	<b>jastrabská formácia</b> (ryolity) 63 - dalky, 65a,b - extrúzie a lávové prúdy 69 - epikl. vulk. brekie a redep. tufy <b>krahuľská formácia</b> 118 - extrúzia bi-amf andezitu 121 - hrubé až drobné epikl. vulk. brekie
Sarmat	vrchný	127, 128, 129	200-500	<b>formácia Kremnického štítu</b> 127 - lávové prúdy bi-amf-px andezitov 128 - lávové prúdy amf-px andezitov 129 - lávové prúdy px andezitov s akc. amf
	stredný	133, 134, 135, 139a, 140a, 143, 144, 134	300-500	<b>turčecká formácia</b> 133 - lávové prúdy bazaltických andezitov 134 - lávové prúdy pyroxenických andezitov 135 - lávové prúdy leukokratických andezitov 138 - pyroklastický prúd px andezitu 139a - tufy a aglomeráty bazaltických andezitov 140a - andezitové tufy a pemzové tufy 143 - hrubé až drobné epikl. vulk. brekie 144 - drobné epikl. vulk. brekie s pieskovcami
Báden	spodný	140a, 138, 159, 156, 163a, 159, 165, 157, 156, 175, 156, 159, 154, 175, 153b, 154, 175	600-1000	<b>zlatostudnianska formácia</b> 153b - dioritový štok 154 - intrúzie dioritového porfýru 156 - sily andezitov a andezitových porfýrov 157 - intruzívne teleso amf-px andezitu 159 - lávové prúdy pyroxenického andezitu 163a - pyroklastický prúd pyroxenického andezitu 165 - hrubé až drobné epiklastické vulkanické brekie
	stredný	175, 156, 159, 154, 175, 153b, 154, 175	100-200	<b>kordické súvrstvie</b> 175 - nečlenené súvrstvie tufitických flovcov, siltovcov a pieskocov s polohami štrkov s nevulkanickým materiálom

Obr. 11 Litostratigrafická tabuľka vulkanitov strednej časti Kremnických vrchov – výplň kremnického grabenu

Stratigrafia		Litológia	m	Horninová charakteristika	
M I O C É N	P a n ó n	51, 52, 64b, 72, 73	0-100	<b>komplex Šibeničného vrchu</b> 51 - dajky a lávové prúdy bazaltického andezitu 52 - freatické pyroklastiká	
		68, 69, 65a, 71, 70	200-300	<b>jastrabská formácia</b> 62 - endogénne extrúziívne dómy, lakolity 64b - lávové prúdy sanidínových ryolitov 65a - extrúzie plagioklasových ryolitov 68 - padané pyroklastiká, pyroklastické prúdy a prívaly 69 - epikl. vulk. brekcie a redeponované tufy 70 - epikl. vulk. konglomeráty a redeponované tufy 71 - redeponované tufy a epikl. vulk. pieskovce	
	S a r m a t	76, 77, 75, 79	300-500	72 - red. tufy, tufity, tufitické siltovce a flovce 73 - limnokvarcity, 75 - extrúzie ryodacitov 76 - red. ryodacitové tufy s ep. v. konglomerátmi 77 - red. ryodacitové tufy s ep. v. pieskovcami 79, 98 - <b>sedimenty sarmatu</b> flovce, siltovce, pieskovce, tufity, redeponované tufy, miestami aj štrky so zmiešaným vulkanickým a nevulkanickým materiálom	
		116, 119, 118, 123, 128, 129	0-100	<b>krahuľská formácia</b> 118, 119 - extrúzie a lávové prúdy bi-amf andezitu 121 - epikl. vulk. brekcie, 122 - epikl. vulk. brekcie a pieskovce, 123 - ep. v. pieskovce, siltovce a flovce	
		127, 128, 129	300-400	<b>formácia Kremnického štítu</b> 127 - lávové prúdy bi-amf-px andezitov 128 - amf-px andezitov, 129 - px andezitov s amf.	
	B á d e n	116, 131	300-500	116 - <b>sedimenty vrchného bádenu</b> 131 - <b>turčecká formácia</b> - nečlenená	
		152	300-500	<b>zlatostudniarska formácia</b> 152 - nečlenená formácia - najmä lávové prúdy, hyaloklastitové brekcie a epiklastické vulkanické brekcie, v menšej miere konglomeráty a pieskovce s materiálom pyroxenických andezitov	
			175	200-500	<b>kordické súvrstvie</b> 175 - nečlenené kordické súvrstvie - najmä flovce, siltovce, jemné pieskovce, tufy a tufity, štrky

Obr. 12 Litostratigrafická tabuľka vulkanosedimentárnej výplne grabenu Žiarskej kotliny

faunou spodného bádenu vo vrte HV-9 Janova Lehota (Gašpariková in Blaško et al., 1989) a rádiometrickým datovaním jedného z andezitových obliakov súvrstvia na  $16,2 \pm 0,5$  mil. rokov (Repčok, 1981).

### MP-25 (Nemecký vrch)

---

nadložie	– andezitové brekcie
130,1–133,1	– tufitické zlepenice s nevulkanickým materiálom
133,1–138,3	– zelenkavé tufitické ílovce
138,3–139,5	– sivé tufitické pieskovce
139,5–141,5	– tufitické pieskovce s nevulkanickým materiálom
141,5–161,4	– sivé až zelenkavé tufitické ílovce s vložkami tufitických pieskovcov
161,4–162,5	– tmavé uhoľné ílovce
162,5–166,0	– sivé až zelenkavé ílovce s vložkami pieskovcov
podložie	– piesčité ílovce paleogénu

---

### MP-12 (Krpcová)

---

nadložie	– andezitové brekcie
65,3–71,0	– sivozelené tufitické ílovce (do 67,0 s obliakmi)
71,0–74,0	– drobnozrnné tufitické zlepenice
74,0–90,5	– sivozelené tufitické ílovce s tenkými vložkami pieskovcov a štrkov
90,5–107,0	– sivozelené tufitické ílovce, 101–101,5 m hnedé uhlie s uhoľnými ílovcami
107,0–110,0	– tufitické pieskovce s tenkými vložkami uhlia
110,0–113,0	– sivé piesčité ílovce s vložkami zlepenicov
113,0–118,0	– tmavé uhoľné ílovce s polohami hnedého uhlia
118,0–151,5	– sivé tufitické pieskovce a ílovce, vložky zlepenicov a hnedého uhlia
podložie	– zelenkavé zlepenice paleogénu

---

Na geologickej mape sú rozlíšené tri litologické typy uloženín kordického súvrstvia:

### 178 tmavé laminované ílovce a jemnozrnné pieskovce

Vystupujú najmä v spodnej časti súvrstvia v hrúbke od 20 do 50 m, v strednej a severnej časti územia a až vyše 500 m v južnej a juhozápadnej časti územia. Nevystupujú na povrch, ale boli overené vrtmi severne od Janovej Lehoty (Blaško et al., 1989), v oblasti Kremnice (Lexa et al., 1979, 1982, 1983), jz. od Ihráča a v oblasti Malachovskej doliny (Knéslová et al., 1983). Ich prítomnosť nehlboko pod povrchom podmieňuje rozsiahlu zosuvnú činnosť. Z litologického

hľadiska ide o jemne laminované tmavé ílovcy a jemno- až strednozrnné svetlé pieskovce s materiálom kryštalinika (kremeň, živce, muskovit) a sporadicky karbonátov. Nález morskej fauny (Gašpariková in Blaško et al., 1989) jednoznačne dokladá, že ide o morské sedimenty. Vo vrte HV-9 Janova Lehota (Blaško et al., 1989) sa na báze uvedených hornín zistil horizont uhoľných ílovcov s tenkým slojom lignitu a pod ním poloha tufov s biotitom a granátom. Uhoľný sloj značne nepravidelnej hrúbky v podobnej štruktúrnej pozícii bol identifikovaný aj v niektorých ďalších vrtoch v okolí Janovej Lehoty (Blaško et al., l. c.).

#### **177 tufitické ílovcy, siltovce a pieskovce s polohami redeponovaných tufov a uhoľných ílovcov, ojedinele aj uhliá**

Vystupujú v hrúbke do 50 m v spodnej časti súvrstvia, tam, kde absentujú spomínané vrstvy, alebo v ich nadloží. Na povrch vystupujú len ojedinele juhozápadne od Handlovej a západne od Banskej Bystrice. Ide o nepravidelne sa striedajúce vrstvy a polohy svetlých až zelenkavých ílovcov a siltovcov, hnedastých pieskovcov s prímiesou vulkanického materiálu hyperstenicko-amfibolických andezitov s granátom, redeponovaných tufov tých istých andezitov a miestami tmavých ílovcov s tenkými slojmi lignitu. K týmto vrstvám zaraďujeme aj uhoľnosné vrstvy badínskej bane. Vrstvy podmieňujú zosuvnú činnosť a sú ňou značne rozrušené.

#### **176 tufitické siltovce a pieskovce s polohami štrkov s nevulkanickým materiálom**

Vystupujú v hrúbke do 30 až 50 m vo vrchnej časti súvrstvia a sú najtypickejším členom kordického súvrstvia. Od predchádzajúcich vrstiev sa líšia absenciou uhoľných ílovcov a lignitu a prítomnosťou polôh epiklastických vulkanických pieskovcov a konglomerátov. Materiál konglomerátov s obliakmi veľkosti do 20 cm tvoria amfibolicko-pyroxenické a hyperstenicko-amfibolické andezity, niekedy s granátom, a v podstatnej miere aj nevulkanické horniny – kremeň, kremence, kremité ruly, granity a ojedinele karbonáty. V piesčitých polohách je prítomná tufová prímies a niekedy aj drobná andezitová pemza. Uloženíny sú pomerne dobre triedené, výrazne zvrstvené, s vysokým stupňom zaoblenia obliakov. Sedimentárne textúry indikujú depozíciu materiálu vo fluvialno-limnickom prostredí.

#### **175 nečlenené súvrstvie (len v rezocho)**

Vzhľadom na vysokú laterálnu variabilitu v litologickej skladbe súvrstvia môžeme ho zobrazit' v zakrytých častiach len ako nečlenené. Zatiaľ čo v strednej



a severnej časti územia predpokladáme zastúpenie najmä tufitických pieskovcov a siltovcov, variabilne s polohami uhoľných ílovcov, redeponovaných tufov a štrkov s ne vulkanickým materiálom, v južných častiach územia s najväčšou pravde-podobnosťou prevládajú tmavé laminované ílovce a pieskovce.

### **Komplex andezitov s granátom a neresnická formácia**

Komplex chápeme ako neformálnu litostratigrafickú jednotku (Konečný et al., 1983). Vychádza na povrch v západnej časti územia medzi Janovou Lehotou a Rematou a v dvoch izolovaných telesách v dolinách Vápenného potoka a Čiernej vody. Vrtmi boli telesá tohto komplexu overené aj v oblasti Kremnice (Böhmer et al., 1977) a v poklesnutých blokoch severozápadne od Slaskej (Blaško et al., 1989). Komplex andezitov s granátom v skúmanom území budujú najmä extruzívne telesá a sprievodné extruzívne brekcie. Extruzívne telesá dosahujú rozmery až 1 km, plošne rozsiahle telesá majú zrejme charakter krátkych lávových prúdov veľkej hrúbky. Extrúzie a prúdy buduje masívny andezit blokovej odlučnosti. V okrajových častiach andezity postupne prechádzajú do hnedastých extruzívnych brekcií s angulárnymi fragmentmi a blokmi celistvého až mierne vezikulovaného andezitu v oxidovanom drvenom matrice. Redepozícia okrajových brekcií extruzívnych telies viedla k vzniku polôh epiklastických vulkanických brekcií.

Neresnická formácia zasahuje na skúmané územie len okrajovo od juho-východu. Formácia predstavuje súbor extruzívnych dómov hyperstenicko-amfibolických andezitov s akcesorickým granátom a sprievodných vulkanoklastík (Konečný et al., 1983, 1998). Na mapovanom území je zastúpená len epiklastickými vulkanickými brekciami, konglomerátmi a pieskovecami, ktoré sa smerom na sever vykliňujú.

Spodnobádenský vek komplexu andezitov s granátom vyplýva z pozície extruzívnych telies komplexu v úrovni kordického súvrstvia, z prítomnosti obliakov a fragmentov andezitov s granátom v kordickom súvrství spodnobádenského veku a z výsledkov rádiometrického datovania andezitu z extruzívneho telesa Trasl'avý vrch pri Novej Lehote na  $16,2 \pm 0,2$  mil. rokov (Repčok, 1982). K/Ar datovanie celohorninovej vzorky z telesa vo Vápenej doline poskytlo výsledok  $11,9 \pm 0,3$  mil. rokov (Kantor et al., 1990). Takýto výsledok nie je kompatibilný s geologickou pozíciou a neberieme ho do úvahy.

### **174 nečlenené epiklastické vulkanické brekcie, konglomeráty a pieskovce**

Hrubé epiklastické brekcie, ktoré sprevádzajú extruzívne telesá sz. od Janovej Lehoty, nevychádzajú na povrch, ale boli overené vrtmi radu HV (Blaško et al., 1983, 1987, 1989). Brekcie sú prevažne chaotické, len ne výrazne lavicovito

zvrstvené, s fragmentmi veľkosti až do 1 m. Ojedinele boli registrované polohy drobnoušľomkovitých brekcií. Fragmentsy sú angulárne až subangulárne, tvorené najmä andezitmi so sklovitou alebo hyalopilitickou základnou hmotou, menej fragmentmi s prejavmi oxidácie. Matrix je netriedený, hrubopiesčitý, s prevládajúcim zastúpením sklovitého detritu. Textúry indikujú transport a depozíciu lavínami a úšľomkovými prúdmi.

Epiklastické vulkanické brekcie, konglomeráty a pieskovce neresnickej formácie pri Zvolene predstavujú produkt redepozície extruzívnych brekcií v subakválnom prostredí. Hruboušľomkovité a drobnoušľomkovité brekcie, konglomeráty a pieskovce sa nepravidelne striedajú v akumulácii s primárnym sklonom okolo 15–20°. Charakteristický je sklovitý charakter detritu, rozsiahle prejavy nontronitizácie a prítomnosť explozívneho materiálu typického pre freatomagmatické erupcie (angulárne vezikulované sklovité andezity a pemza).

### **173 extrúzie hyperstenicko-amfibolických andezitov a ich brekcie**

Vystupujú sz. od Janovej Lehoty a v závere doliny Čiernej vody. Ide o stredno- až hruboporfyrické autometamorfované amfibolicko-hyperstenické andezity s výrastlicami plagioklasu An<sub>60-70</sub> (0,5–2,5 mm, okolo 30 %), hyperstenu (do 2 mm, 5–6 %), ojedinelého augitu a hnedého opacitizovaného amfibolu (do 4 mm, 5–7 %) v holokryštalickej, mikrolitickej až mikroalotriomorfnej zrnitej základnej hmote s prejavmi argilitizácie, v dutinkách sú prítomné zeolity. Autometamorfná premena vnútorných častí extruzívnych telies sa prejavuje hematizáciou mafických minerálov a rekryštalizáciou základnej hmoty.

### **172 extrúzie hyperstenicko-amfibolických andezitov s akcesorickým granátom a ich brekcie**

Vystupujú v celom rade telies pri západnom okraji vulkanitov Kremnických vrchov, vo vrte KZ-1 v Kremnici a v závere doliny Vápenného potoka, v blízkosti odkryvov kordického súvrstvia a mezozoického podšľozia. Andezity tohto typu sú hruboporfyrické, tvorené výrastlicami plagioklasu okolo An<sub>60</sub> (2–4 mm, 30–40 %), hnedého alebo hnedo-zeleného amfibolu (1–3 mm, 3–10 %), hyperstenu (2 mm, 5–10 %) a ojedinelého ružového granátu veľkosti do 5 mm v základnej hmote felzitickej, mikropoikiliticko-felzitickej, mikroliticko-felzitickej, pilotaxiticko-felzitickej alebo pilotaxitickej štruktúry. Amfibol a hypersten sú často postihnuté opacitizáciou (hematizáciou), granát má zvyčajne vyvinutý reakčný lem plagioklasu a pyroxénu. Základnú hmotu tvorí drobný plagioklas, pyroxén, magnetit, draselný živec a kremeň, veľmi často s prejavmi opacitizácie (hematizácie). Charakteristická je autometamorfná hematizácia, často veľmi intenzívna, s výnimkou sklovitých okrajových častí telies.

Do bádenu bez bližšej špecifikácie zaradujeme vulkanity zlatostudnianskej formácie a 1. etapy štiavnického stratovulkánu. Dôvodom je skutočnosť, že tieto formácie vznikli v priebehu vyššej časti spodného bádenu, stredného bádenu a môžu zasahovať aj do počiatočného obdobia vrchného bádenu (Konečný et al., 1983).

### **Zlatostudnianska formácia a 1. etapa štiavnického stratovulkánu**

Zlatostudnianska formácia predstavuje relikty rozsiahleho stratovulkánu pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov bádenského veku s centrom v oblasti Kremnice (Konečný et al., 1983). Na povrch vystupuje v oblasti kremnickej hrasti a v relatívne vyzdvihnutých blokoch západne a východne od kremnického grabenu.

V centrálnej zóne, v rámci vyzdvihnutého bloku kremnickej hrasti, zlatostudniansku formáciu reprezentuje intenzívne premenený komplex intruzív s reliktními spodnej časti vulkanickej stavby. Zlomová tektonika, propylitizácia a rozsiahle zóny argilitizácie znemožňujú detailné členenie a presné stanovenie hraníc jednotlivých telies. Efuzívne a intruzívne horniny sú po premene navzájom podobné a prevažne ich nie je možné makroskopicky odlišiť. Fialom (1961) vyčlenené „afanitické“ andezity sú do značnej miery len bloky masívnych andezitov a andezitových porfýrov uchované pred premenou. Členenie hornín sa preto opiera najmä o petrografické rozbory. Prevládajúcim typom hornín sú masívne propylitizované andezitové porfýry silov a lakolitov, medzi ktorými vo forme reliktov vystupujú intenzívnejšie premenené andezity lávových prúdov, menej vulkano-klastiká. V oblasti Revoly a Kalvárie sz. a z. od Kremnice vystupuje mohutné intruzívno-extruzívne teleso (plytký lakolít?) amfibolicko-pyroxenického andezitu. Len ojedinele boli identifikované telesá typu dajok s vyšším stupňom kryštalinity základnej hmoty a s charakterom dioritového porfýru. V hlbšej úrovni centrálnej zóny boli vrtmi (Böhmer et al., 1977; Knésl et al., 1989) identifikované aj telesá dioritových porfýrov a v úrovni podložia vulkanického komplexu aj telesá dioritu a gabrodioritu, ojedinele aj dajky kemitodioritových porfýrov. V okrajovej časti centrálnej zóny vystupujú na povrchu už relikty vulkanickej stavby reprezentované lávovými prúdmi pyroxenických andezitov. V okolí kremnických epitermálnych žíl sú horniny centrálnej zóny zlatostudnianskej formácie variabilne adularizované, argilitizované a silicifikované až do štádia metasomatitov.

Západne od kremnického grabenu vystupujú horniny zlatostudnianskej formácie na povrchu len juhovýchodne od Rematy vo forme pomerne rozsiahleho intruzívneho telesa (lakolitu?) dioritových porfýrov a východne od Handlovej vo



forme komplexu lávových prúdov a vulkanoklastík nesúceho prvky subakválneho pôvodu a zaradeného v rámci formácie do komplexu Suchého vrchu (Šimon et al., 1991, 1997). Pôvodne podstane väčší rozsah a hrúbka formácie boli obmedzené eróziou pred uložením hornín rematskej formácie. Obdobné horniny boli identifikované vrtní v rámci poklesnutých blokov kremnického grabenu v podloží mladších hornín (Blaško et al., 1989).

V rámci vyzdvihnutého bloku východne od kremnického grabenu má zlatostudnianska formácia typickú stratovulkanickú stavbu. Je budovaná striedajúcimi sa lávovými prúdmi, pyroklastickými prúdmi a epiklastickými vulkanickými brekciami pyroxenických andezitov a pyroxenických andezitov s amfibolom. V rámci ihráčskeho zlomového pásma je pôvodne jednoduchá stavba formácie natoľko narušená zlomami, že jej rekonštrukcia je obťažná a problematická.

Vzhľadom na litológiu vyčleňujeme v tejto oblasti v spodnej časti formácie *komplex Suchého vrchu*. Komplex Suchého vrchu budujú intenzívne zbrekčovatené lávové prúdy a hyaloklastitové brekcie pyroxenických andezitov, v obmedzenej miere sme pozorovali redeponované brekcie hyaloklastitového typu, epiklastické vulkanické konglomeráty a pieskovce. S počiatkom vulkanickej aktivity komplexu Suchého vrchu spájame aj redeponované tufy freatického charakteru vo vrchnej časti kordického súvrstvia. Pôvodná stavba komplexu Suchého vrchu je prevažne zastretá rozsiahlymi svahovými deformáciami na ílovcoch podložného kordického súvrstvia a paleogénu. Litológia komplexu jednoznačne indikuje subakválne prostredie.

Vyššie časti zlatostudnianskej formácie majú v tejto oblasti typickú strato-vulkanickú stavbu. Na západe, bližšie k centru, ich budujú lávové prúdy a hrubé epiklastické vulkanické brekcie, len v obmedzenej miere pozorujeme horizonty s opracovanejším materiálom – epiklastické vulkanické brekcie až konglomeráty alebo jemnejší materiál – hrubé až drobné epiklastické vulkanické brekcie. Prítomné sú aj horizonty uložením pyroklastických prúdov. Východným, juho-východným a južným smerom sa hrúbka zlatostudnianskej formácie znižuje, ubúda lávových prúdov a hrubých epiklastických vulkanických brekcií a pribúda drobných epiklastických vulkanických brekcií, konglomerátov a pieskovcov. Medzi Hornými Pršanmi a Badínom potom formáciu, s výnimkou jedného lávového prúdu, budujú už len konglomeráty a pieskovce.

Vek zlatostudnianskej formácie nebol zatiaľ priamo doložený. Z jej pozície nad spodnobádenským kordickým súvrstvím a pod vrchnobádenskou turčeckou formáciou a formáciou Kremnického štítu (pozri nižšie), ktoré nasadajú na jej denudovaný povrch, vyplýva spodnobádenský až strednobádenský vek (Konečný et al., 1983). K/Ar datovanie hornín zlatostudnianskej formácie z lokalít v doline Čiernej vody poskytlo vek v intervale 11,9–13,7 Ma (Kantor et al., 1990), ktorý však vzhľadom na superpozičné vzťahy s datovanými horninami turčeckej formácie a formácie Kremnického štítu nepovažujeme za reálny.



Produkty 1. etapy štiavnického stratovulkánu na povrchu vystupujú len v dolnej časti doliny Ihráčskeho potoka a v doline Hrona v okolí Hronskej Dúbravy. Predpokladáme rozšírenie východným aj západným smerom pod mladšími horninami vrátane južnej časti Žiarskej kotliny. V povrchových odkryvoch sú prítomné lávové prúdy a prevažne hrubé epiklastické vulkanické brekcie – súčasť stratovulkanického komplexu plášt'a vulkánu s miernym úklonom na sever. Detaily styku produktov 1. etapy štiavnického stratovulkánu a hornín zlatostudnianskej formácie nie sú známe – predpokladáme prstovité prevrstvenie na úrovni Železnej Breznice.

### *Epiklastiká*

S výnimkou centrálnej zóny v okolí Kremnice epiklastické vulkanické horniny prevládajú v stavbe zlatostudnianskej formácie a zvlášť v jej vrchnej časti. Vždy ide o nepravidelné striedanie rôzne hrubých polôh s variabilnou zrnitosťou, a preto na mape epiklastiká členíme podľa prevládajúceho litologického typu.

Fragmenty či obliaky sú tvorené rôznymi pyroxenickými andezitmi tmavej, sivej, hnedej či červenej farby, sú celistvé a pórovité, ojedinele aj napenené. Prítomná je aj pemza. Charakteristická je prítomnosť polygonálnych fragmentov sklovitého andezitu, najmä v hrubších brekciách. Fragmenty brekcií sú angulárne až subangulárne, prípadne suboválné, v prípade konglomerátov subangulárne až oválne. Triedenie brekcií je pomerne slabé, prítomné sú aj chaoticke brekcie laharov. Pieskovce a konglomeráty majú vyšší stupeň triedenia. Zvrstvenie je pri brekciách nejasné, dané najmä zmenami zrnitosti a vložkami jemnejšieho materiálu. V prípade konglomerátov a pieskovcov je zvrstvenie dobré, ale laterálne nestále až šošovkovité. Sedimentárne textúry svedčia o ukladaní laharmi, úlomkovými prúdmi a hyperkoncentrovanými prúdmi na prolúviálnych výplavových kužeľoch, pričom s rastúcou vzdialenosťou od centra sa zvyšuje stupeň opracovania a triedenia materiálu a súčasne ubúdajú hrubšie a pribúdajú jemnejšie polohy.

Z petrografického hľadiska sa v epiklastikách vyskytujú úlomky a fragmenty nasledujúcich typov andezitov: jemnozrné augiticko-hyperstenické až hyperstenicko-augitické andezity, porfyrické hyperstenické andezity s variabilným zastúpením amfibolu, napenené variety až pemza uvedených andezitov. Vývoj základnej hmoty andezitov je značne variabilný. Prítomné sú andezity so sklovitou, hyalopilitickou, mikrolitickou, pilotaxitickou, mikropoikilitickou a opacitizovanou základnou hmotou.

Vzhľadom na litológiu, prevládajúcu zrnitosť a stupeň opracovania na mape vyčleňujeme:

#### **171 redeponované tufy a epiklastické vulkanické pieskovce**

Samostatné polohy sú vyčlenené len v závere Badínskej doliny a v doline Čiernej vody, inde sa vyskytujú len v tenkých vložkách. Ide o striedanie hrubých

a jemných epiklastických vulkanických pieskovecov s pieskovecami s pemzou a redeponovanými tufmi a pemzovými tufmi. Zvrstvenie aj triedenie sú dobré.

### **170 epiklastické vulkanické pieskovce**

Hrubšie samostatné polohy vytvárajú len v distálnej zóne v okolí Pršian. Sú prevažne hrubozrnné, vrstvovité až lavicovité, s miernym až stredným stupňom triedenia. Na zložení sa podieľajú výrastlice andezitov, úlomky ich základnej hmoty a variabilné množstvo drobnej pemzy. Tmel pieskovecov predstavuje jemnejšia tufitická substancia.

### **169 epiklastické vulkanické konglomeráty a pieskovce**

Vystupujú v rámci komplexu Suchého vrchu pod lávovými prúdmi v okolí Tajovskej chaty a v spodnej časti formácie v okolí Horných Pršian a Badína. V prvom prípade ide o nepravidelne sa striedajúce polohy jemných až hrubých triedených epiklastických vulkanických pieskovecov s ojedinelými väčšími úlomkami svetlosivých andezitov a pemzy (do 10) a drobných až hrubých konglomerátov so subangulárnymi až dokonale oválnymi obliakmi pyroxenických a starších amfibolicko-pyroxenických andezitov. Veľkosť obliakov dosahuje ojedinele až 50 cm. Zriedkavo sme pozorovali aj obliaky nevulkanických hornín, naznačujúce nadväznosť depozície na podložné kordické súvrstvie.

V druhom prípade ide o striedanie pomerne hrubých polôh prevažne hrubých konglomerátov so suboválnymi až oválnymi obliakmi veľkosti až 0,6 m v netriedenom piesčitom matrice a tenších, niekedy lavicovitých polôh hrubých pieskovecov až mikrokonglomerátov. Často sa vyskytujú hrubé pieskovce s ojedinelými obliakmi a konglomeráty s malým zastúpením obliakov v prevládajúcom piesčitom matrice. Zvrstvenie je výrazné, triedenie pomerne dobré.

### **168 epiklastické vulkanické konglomeráty**

Samostatne vystupujúce polohy konglomerátov boli zmapované len v okolí Pršian v rámci distálnej zóny pôvodného stratovulkánu. Charakteristické je striedanie polôh rôznej zrnitosti. Prevládajú hrubé až blokové konglomeráty s nedokonale opracovanými obliakmi veľkosti až 50 cm nad strednozrnnými až drobnozrnnými konglomerátmi s lepšie opracovanými obliakmi vystupujúcimi vo forme nepravidelných vložiek a šošoviek v hrubých konglomerátoch. Pritomné sú aj ojedinelé vložky hrubých pieskovecov.

### **167 prevažne drobné epiklastické vulkanické brekie s polohami pieskovecov**

Vystupujú v spodnej časti formácie ďalej od vulkanického centra (Malahovská dolina, Badínska dolina, Čierna voda). Okrem nepravidelne sa striedajú

dajúcich polôh triedených hrubých pieskovcov a drobných brekcií variabilnej zrnitosti sú ojedinele prítomné aj hrubšie polohy hrubých brekcií. Charakteristická je kombinácia pomerne dobrého zvrstvenia a triedenia s nízkym stupňom opracovania materiálu.

### **166 epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty**

Vystupujú v spodnej časti formácie západne od Kordík, vo vrchnej časti formácie na Zlatej studni a takmer v celej jej hrúbke západne od Horných Pršian a severne od Badína, kde sú podstatne zastúpené aj hrubé pieskovce. V reliktoch vystupujú aj na Nemeckom a Suchom vrchu. Stupeň opracovania fragmentov je vyšší, takže nachádzame jednak striedajúce sa polohy brekcií (prevládajú subangulárne fragmenty nad suboválnymi) a konglomerátov (prevládajú suboválne a oválne fragmenty nad subangulárnymi), jednak polohy so zmiešaným slabo a lepšie opracovaným materiálom. V porovnaní s brekciami (pozri ďalej) je zvrstvenie výraznejšie, triedenie lepšie, sporadicky sú prítomné aj hrubé pieskovce, často s roztrúsenými ojedinelými obliakmi a fragmentmi. Zrnitosť jednotlivých polôh je značne premenlivá, pohybuje sa prevažne v rozmedzí hrubých až drobných brekcií a konglomerátov.

### **165 hrubé až drobné epiklastické vulkanické brekcie**

Sú najrozšírenejším typom epiklastík. Ide o nepravidelné striedanie hrubších polôh hrubých brekcií a tenších (10–100 cm) polôh drobnoulomkových brekcií variabilnej zrnitosti. V množstve do 10 % sú zastúpené vložky hrubých pieskovcov, často slabo triedených, s drobnými úlomkami veľkosti do 1–2 cm. Zvrstvenie je nepravidelné, miestami šošovkovité. Hrúbka vrstiev je úmerná zrnitosti. Prevažne ide o uloženy úlomkových prúdov a hyperkoncentrovaných prúdov. Ojedinele sa vyskytujú hrubé chaotické brekcie laharov s netriedeným tufovo-piesčitým matrixom.

### **164 hrubé až blokové epiklastické vulkanické brekcie**

Vystupujú najmä v proximálnej zóne stratovulkánu po oboch stranách kremnického grabenu, kde sa striedajú s lávovými a pyroklastickými púdmi. Hrubé brekcie prevládajú, sporadicky sú prítomné polohy drobných brekcií a ojedinele aj tenké vložky hrubých pieskovcov. Jednotlivé polohy hrubých brekcií sú 1–5 m hrubé, s fragmentmi veľkosti do 0,5–1 m, ojedinele aj viac. Zmeny zrnitosti podmieňujú hrubé zvrstvenie. Často pozorujeme aj chaotické netriedené polohy s tufovo-piesčitým matrixom – uloženy laharov. Fragmenty brekcií sú prevažne subangulárne, tvorené rôznymi typmi celistvých a pórovitých pyroxenických andezitov sivej, svetlej a hnedastej farby. Veľkosť fragmentov kolíše podľa



zrnitosti polohy, v hrubých brekciách dosahuje až 0,5 m, v drobných brekciách je len 1–5 cm. Zastúpenie fragmentov je variabilné – od 20 do 60 %. Matrix je svetlý, netriedený, hrubopiesčitý až tufovo-piesčitý, s prejavmi slabej argilitizácie a limonitizácie.

Pre hrubé epiklastické brekcie štiavnického stratovulkánu pri Hronskej Dúbrave sú typické subangulárne až mierne opracované fragmenty až bloky priemernej veľkosti 15–30 cm, sporadicky bloky do 1,5 m. Miestami pozorujeme prechody do polôh s vyšším stupňom opracovania fragmentov. Matrix je tufovo-piesčitý, hrubozrnný, triedenosť je nízka, zvrstvenie nezreteľné, prípadne chýba. Z petrografického hľadiska ide prevažne o materiál amfibolicko-pyroxenických andezitov s akcesorickým biotitom, ktorý tvorí aj asociujúce lávové prúdy. V menšej miere sú zastúpené fragmenty amfibolicko-pyroxenických a pyroxenických andezitov.

### **163 uložieniny pyroklastických prúdov: a) pyroxenických andezitov, b) amfibolicko-pyroxenických andezitov**

Pyroklastické prúdy pyroxenických andezitov vystupujúce v poklesnutých kryhách ihráčskeho zlomového systému južne od Suchej hory sú tvorené subangulárnymi fragmentmi silno pórovitého až pemzovitého andezitu v kompaktnom svetlom matrice tvorenom netriedeným andezitovým detritom so známami slabého spekania. Menej sú zastúpené angulárne fragmenty tmavého andezitu. Uložieniny sú chaotické, netriedené, s fragmentmi veľkosti do 40 cm v množstve okolo 50 %. Z petrografického hľadiska ide o fragmenty a drobné úlomky hyperstenického až augiticko-hyperstenického andezitu s hyalopilitickou, ojedinele pilotaxitickou a mikrolitickou základnou hmotou.

Pyroklastické prúdy pyroxenických andezitov vystupujú aj v pomerne tenkých polohách v závere doliny Vápenného potoka a Čiernej vody. Ide o chaotické brekcie tvorené sférickými fragmentmi sivých až hnedých pórovitých andezitov a v menšej miere angulárnymi fragmentmi tmavých celistvých andezitov v kompaktnom sivom matrice s drobnými napenenými úlomkami. Veľkosť fragmentov dosahuje maximálne 30–50 cm, priemerne 5–10 cm, ich zastúpenie kolíše od 60 do 80 %.

Pyroklastický prúd amfibolicko-pyroxenického andezitu vystupuje v spodnej časti formácie v doline Bielej vody v asociácii s lávovým prúdom toho istého zloženia. Jeho uložieniny sú tvorené angulárnymi fragmentmi celistvého sivého andezitu (do 5 cm, 10–20 %), sférickými fragmentmi svetlého pemzovitého andezitu a pemzy (1–3 cm, 40 %) a subangulárnymi fragmentmi červených a hnedých pórovitých andezitov (do 5 cm, ojedinele) v žltohnedom matrice s drobným andezitovým detritom. V strednej časti prúdu dochádza v dôsledku spekania k homogenizácii materiálu. Z petrografického hľadiska ide o materiál amfi-



bolicko-hyperstenického andezitu so sklovitou, hyalopilitickou, felzitickou alebo mikrolitickou základnou hmotou.

## **162 redeponované hyaloklastitové brekcie**

Vystupujú v asociácii s lávovými prúdmi komplexu Suchého vrchu južne od Rematy a v rámci zosuvných blokov južne od Tajovskej chaty a v južnom svahu Malachovskej doliny. Brekcie sú tvorené prevažne angulárnymi fragmentami a blokmi tmavého celistvého, často sklovitého andezitu (niekedy so zachovanou doskovitou odlučnosťou), sporadicky fragmentmi hnedých, prípadne svetlých pórovitých andezitov v hnedom až sivom detritickom matrice s drobnou sivou pemzou. Fragments majú veľkosť do 40 cm, v priemere okolo 5–10 cm, vyskytujú sa v množstve 50–70 %. Niektoré polohy sú chaotické, ale zvyčajne pozorujeme striedanie mierne triedených, hrubých až drobných brekcií. Ojedinele sa vyskytujú vločky redeponovaných tufov s tmavým sklovitým andezitovým detritom.

## **161 lávové prúdy biotiticko-amfibolicko-pyroxenických andezitov a ich brekcie**

Biotiticko-amfibolicko-pyroxenické andezity vystupujú v rámci komplexu 1. etapy štiavnického stratovulkánu v doline Hrona pri Hronskej Dúbrave. Lávové prúdy tvoria telesá hrúbky 20–80 m. V spodnej časti sú lávové prúdy tvorené andezitom, celistvým, eventuálne len mierne pórovitým, sivým, doskovitým až blokovej odlučnosti, ktorý bol v minulosti aj predmetom ťažby v kameňolomoch. Vyššie andezit prechádza do hnedastých až červenkastých pórovitých oxidovaných variet a blokových lávových brekcií. Z petrografického hľadiska andezit tvoria výrastlice plagioklasu, pyroxénov, resorbovaného a sčasti opacitizovaného amfibolu a biotitu v základnej hmote pilotaxitickej až felziticko-pilotaxitickej štruktúry.

## **160 lávové prúdy amfibolicko-pyroxenických andezitov a ich brekcie**

Lávové prúdy amfibolicko-pyroxenických andezitov sa od predchádzajúcich lávových prúdov líšia len petrografickým zložením. Ide o amfibolicko-hyperstenické andezity s výrastlicami plagioklasu  $An_{65-75}$  (do 3 mm, 25–30 %), hyperstenu (do 2 mm, 5–7 %), amfibolu (hnedý, do 1 mm, 1–2 %) a augitu (do 1 mm, ojedinele) v hyalopilitickej až mikrolitickej základnej hmote.

## **159 lávové prúdy pyroxenických andezitov a ich brekcie**

Vystupujú v celom zmapovanom rozsahu formácie, najmä však v proximálnej zóne stratovulkánu po oboch stranách kremnického grabenu. Ich forma je

prevažne jazykovitá, s predĺžením v smere od predpokladaného centra v oblasti Kremnice – maximálna sledovaná dĺžka jedného prúdu je až 3 km (Badínska dolina). Hrúbka prúdov je variabilná, od 10–20 m až po 70–80 m. Prúdy tvoria prevažne celistvý andezit doskovitej, prípadne nepravidelne blokovej odľučnosti, len ojedinele sme pozorovali stĺpcovú odľučnosť (Badínska dolina). Najmä hrubšie prúdy vo vrchnej časti prechádzajú do pórovitého andezitu a blokových lávových brekcií menšej hrúbky. Lávové brekcie, pokiaľ sú prítomné, sú zvyčajne hnedé až červenkasté, chaotické, tvorené angulárnymi až sférickými fragmentmi celistvých a pórovitých andezitov v intenzívnejšie oxidovanom a drvenom matrice s prejavmi spekania.

Z petrografického hľadiska boli identifikované:

1. prevládajúce lávové prúdy augiticko-hyperstenického andezitu s výrastlicami plagioklasu  $An_{60-75}$  (do 3 mm, 25–35 %), hyperstenu (do 3 mm, 3–8 %) a augitu (do 3 mm, 1–5 %) v základnej hmote sklovitej, hyalopilitickej, mikrolitickej, pilotaxitickej alebo mikropoikilitickej štruktúry. Ojedinele sme pozorovali resorbované a opacitizované výrastlice amfibolu. 2. v menšej miere zastúpené lávové prúdy hyperstenického andezitu s výrastlicami plagioklasu  $An_{70}$  (1–3 mm, 30 %), hyperstenu (do 3 mm, 5–8 %) a augitu (0,5 mm, do 1 %) v základnej hmote hyalopilitickej alebo mikrolitickej štruktúry. 3. Ojedinelé lávové prúdy hrubozrnného leukokratného andezitu s výrastlicami plagioklasu  $An_{56-70}$  (1–3 mm, 30 %), hyperstenu (do 1 mm, 1–2 %) a augitu (do 1 mm, 1 %) v základnej hmote hyalopilitickej až pilotaxitickej štruktúry s prejavmi opacitizácie skla.

V južnej časti kremnickej hrasti medzi Kopernicou a Hornou Vsou a vo forme reliktov medzi intruzívnymi horninami v strednej a severnej časti kremnickej hrasti vystupujú lávové prúdy hyperstenicko-augitických andezitov s akcesorickým olivínom. Prevažne ide o masívne propylitizované andezity s nepravidelnou blokovou odľučnosťou, len miestami boli identifikované pórovité variety, resp. lávové brekcie svedčiace o efuzívnej povahe hornín. Výrastlice tvoria plagioklas ( $An_{56-60}$ , 1–3 mm, 20–30 %) s prejavmi karbonatizácie, chloritizovaný hypersten (1–2 mm, 2–3 %), chloritizovaný a karbonatizovaný augit (1–2,5 mm, 5–8 %), serpentinizovaný a karbonatizovaný olivín (do 1 mm, 0,5–1 %) a opakové minerály (do 0,2 mm, 0,5–1 %). Základná hmota je v závislosti od podmienok chladnutia hyalopilitická s opacitizovaným sklom, mikrolitická, felziticko-mikrolitická alebo zrnito-mikrolitická s výrazným zastúpením drobného lištovitého plagioklasu. Zvyčajne je postihnutá chloritizáciou, karbonatizáciou, miestami aj limonitizáciou.

Aj reliktu efuzív medzi intruzívnymi telesami v strednej a severnej časti kremnickej hrasti sú tvorené pyroxenickými andezitmi, niekedy s akcesorickým amfibolom. Ich primárny charakter je zastretý intenzívnou premenou, vývoj základnej hmoty bol pôvodne hyalopilitický alebo mikrolitický.

Lávové prúdy pyroxenických andezitov vystupujú aj v nadloží prúdov bioticko-amfibolicko-pyroxenického andezitu v komplexe 1. etapy štiavnického stratovulkánu. Lávové prúdy majú malú hrúbku (10–15 m, ojedinele do 20–30 m), vo vrchnej časti prúdov pozorujeme zónu napnenia a brekciácie, ktorá postihuje 1/3 až 1/2 hrúbky prúdov.

Andezity sú prevažne strednozrné, menej jemnozrné, tmavé, celistvé. Vo vrchných častiach v dôsledku oxidácie prechádzajú do svetlejších pórovitých, eventuálne hnedastých. Tvoria ich výrastlice plagioklasu, hyperstenu a augitu v jemnej pilotaxitickej alebo pilotaxiticko-mikropoikilitickej základnej hmote, často s magnetitom. V niektorých prúdoch sa k výrastliciam pyroxénov pripája aj akcesorický hnedý opacitizovaný amfibol a biotit.

### **158 subakválne lávové prúdy pyroxenických andezitov s brekciami hyaloklastitového typu**

Vystupujú v spodnej časti formácie označenej ako komplex Suchého vrchu (Lexa et al., 1983) západne aj východne od kremnického grabenu v celkovej hrúbke až 200 m. Ide o komplex extrémne zbrekčovatených lávových prúdov rôznej hrúbky a možno aj extrúzií v sprievode hyaloklastitových brekcií. Jednotlivé telesá sa pritom nedajú jednoznačne od seba ohraničiť. Nezbrekčovatené časti prúdov tvorí masívny celistvý andezit nepravidelne blokovej až doskovitej odlučnosti s prejavmi autometamorfných premien, zeolitizácie a argilitizácie. Často pozorujeme prechody do brekciovitých textúr a brekcií hyaloklastitového typu. Pri sporadicky sa vyskytujúcich pórovitých andezitoch pozorujeme sčervenanie.

Asociujúce brekcie hyaloklastitového typu (silno prevládajú nad masívnym andezitom) vykazujú značnú variabilitu zrnitosti a charakteru. Najčastejšie sa stretáme so svetlými chaotickými pórovitými brekciami tvorenými vezikulovanými až napenenými fragmentmi sklovitého andezitu v svetlejšom matrixe s prejavmi drvenia, zeolitizácie a argilitizácie. Charakteristické je trieštenie fragmentov na drobnejšie úlomky, lokálne uzavretý „piesčitý“ hyaloklastitový materiál a žlté povlaky povrchu fragmentov, v matrixe niekedy spolu s limonitom. Brekcie nie sú triedené, veľkosť fragmentov dosahuje až 1–2 m pri obsahu 50–90 %. Pri brekciácii v oxidovanom prostredí vznikajú podobné brekcie, ale celkove s červeným či hnedým sfarbením. Pri menšom obsahu plynov v láve sa vytvárali brekcie s fragmentmi celistvých andezitov v drvenom matrixe svetlého sfarbenia. Všetky uvedené typy brekcií úzko asociujú s andezitmi, s ktorými sú späté prechodmi. V zóne prechodu zvyčajne pozorujeme postupný úbytok matrixu a vezikulácie, až nakoniec materiál charakteru matrixu vystupuje len v nepravidelnej sieti trhliniek inak masívneho andezitu.

Z petrografického hľadiska lávové prúdy a brekcie komplexu Suchého vrchu tvorí materiál strednozrného augiticko-hyperstenického andezitu s výrastlicami



plagioklasu An<sub>65-75</sub> (1–3 mm, 25–40 %), hyperstenu (do 2 mm, 3–10 %) a augitu (do 2 mm, 1–6 %) v základnej hmote hyalopilitickej, zriedkavejšie mikrolitickej alebo pilotaxitickej štruktúry. V strednej časti väčších telies je vývoj základnej hmoty andezitu až mikroliticko-holokryštalický.

### **157 intruzívno-extruzívne teleso amfibolicko-pyroxenického andezitu**

Intruzívno-extruzívne teleso amfibolicko-pyroxenického andezitu vystupuje v bezprostrednom okolí Kremnice – tvorí masív Kalvárie a Revoly. Teleso je zlo-movo obmedzené, bez štruktúrnych prvkov umožňujúcich exaktnejšie stanovenie formy. Ide o masívne tmavé andezity s blokovou odlučnosťou, s propylitizáciou menšej intenzity, takže jeho najčerstvejšie časti boli v minulosti opísané ako „afanitické“ andezity s amfibolom (Fiala, 1961; Böhmer, 1966) a zaradená až do 2. oddielu 1. skupiny erupcií. Tektonicky porušené zóny sprevádzané vybielením a argilitizáciou sú v tomto telese zriedkavejšie. Z petrografického hľadiska ide o augiticko-hyperstenický andezit s amfibolom, ojedinele sme pozorovali biotit.

Výrastlice tvorí plagioklas (An<sub>60-65</sub>, 2–4 mm, 20–25 %) s prejavmi karbonatizácie, augit (1–3 mm, 5–8 %), chloritizovaný hypersten (1–3 mm, 5–8 %), opacitizovaný hnedý amfibol (1–2 mm, 1 %), ojedinelý biotit (do 0,5 mm) a opakové minerály (do 0,2 mm, 1 %). Základná hmota je premenlivého vývoja – býva hyalopilitická až jemne mikrolitická s rudným pigmentom, felziticko-mikrolitická a ojedinele až zrnito-mikrolitická (stredné časti telesa). Prevažne je slabo chloritizovaná a karbonatizovaná.

### **156 sily andezitov a andezitových porfýrov a ich intruzívne brekcie**

Andezitové porfýry a ich brekcie sú identifikované v menej premenených a hlbších častiach kremnickej hrasti, len v najviac vyzdvihnutom centrálnom bloku vystupujú aj na povrchu. Sú späté prechodmi jednak s intruzívnymi andezitmi, jednak s dioritovými porfýrmi, pričom nie je možné vždy presne stanoviť vzájomné hranice týchto hornín. Od intruzívnych andezitov sa líšia v podstate len zrnitosťou základnej hmoty, ktorá je pri andezitových porfýroch zrnito-mikrolitická s kremeňovo-živcovou mezostázou, prípadne až mikropoikilitická. Charakteristické sú aj autometamorfné premeny typu chloritizácie so sekundárnym železitým chloritom alebo zmiešanovrstvovým chloritovo-biotitovým minerálom (so zvýšeným dvojlomom a slabým hnedým pleochroizmom).

### **155 nečlenený komplex propylitizovaných andezitov a andezitových porfýrov**

Komplex dominuje v povrchovej úrovni kremnickej hrasti a priľahlých poklesnutých blokov. Tektonické porušenie a intenzívna premena nedovoľujú roz-



Komplex dominuje v povrchovej úrovni kremnickej hrasti a priľahlých poklesnutých blokov. Tektonické porušenie a intenzívna premena nedovoľujú rozlíšiť jednotlivé telesá. Na základe vývoja základnej hmoty nie je možné horniny jednoznačne priradiť k efuzívam či intruzívam. Vzhľadom na absenciu typických znakov lávových prúdov a prevažne blokovú odľučnosť a masívny charakter hornín predpokladáme, že intruzívne telesá typu silov prevládajú – v tomto smere považujeme za závažný podrobne dokumentovaný profil vrty LX-15 východne od Kremnice (Lexa, 1979), v ktorom zlatostudniansku formáciu tvoria v podstate len silvy v sprievode intruzívnych brekcií. Intruzívne brekcie sprevádzajú aj intruzíva v oblasti kremnickej hrasti, boli však väčšinou opísané ako aglomeráty. Charakter stavby komplexu dobre ilustruje profil vrchnej časti vrty KR-3 (Böhmer, 1977). Obdobný charakter komplexu vyplýva z opisu Fialu (1961) a z opisu banských prác Böhmera (1966).

Horniny sú prevažne intenzívne premenené, kaolinizované, silicifikované, karbonatizované – len čiastočne vystupujú propylitizované horniny bez uvedených naložených premien. Tie sa často vzhľadom na svoj masívny charakter a tmavé sfarbenie zastierajúce porfyrickú štruktúru označovali ako „afanitické“. Nevylučujeme pritom celkom vystupovanie „afanitických“ andezitov ako samostatných intruzívnych telies, ako to uvádzajú Fiala (1961) a Böhmer (1966). Z petrografického hľadiska ide o augiticko-hyperstenické a hyperstenicko-augitické andezity a andezitové porfýry s hyalopilitickým, mikrolitickým, felziticko-mikrolitickým alebo najmä zrnito-mikrolitickým vývojom základnej hmoty. Výrastlice sú karbonatizované, základná hmota býva chloritizovaná, silicifikovaná a karbonatizovaná, takže jej primárny charakter je často zastretý.

Intruzívne andezity a ich brekcie sú identifikované v menej premenených častiach kremnickej hrasti a v oblasti prechodu centrálnej zóny do stratovulkánického komplexu prechodnej zóny (vrty LX-5 a LX-8). Ide o masívne horniny blokovej odľučnosti, ktoré v okrajových častiach prechádzajú do typických intruzívnych brekcií. Charakteristická je autometamorfná premena typu propylitizácie či chloritizácie. Intruzívne brekcie sú tvorené nepravidelnými až sférickými fragmentmi chloritizovaného andezitu v svetlejšom, intenzívnejšie premenenom matrixe so znakmi drvenia. Podrobne sú opísané v správe o vrte LX-5 (Lexa, 1979). Z petrografického hľadiska ide o variabilne premenené augiticko-hyperstenické a hyperstenicko-augitické andezity s hyalopilitickou, mikrolitickou alebo felziticko-mikrolitickou základnou hmotou.

## **154 intrúzie dioritového porfýru a ich intruzívne brekcie**

Dioritové porfýry vystupujú v hlbších častiach kremnickej hrasti, najmä popri jej východnom obmedzení, kde sú zistené vo vrtoch KR-3 a KŠ-1 (Böhmer, 1977). Ide prevažne o intrúzie ložného typu, ktoré intrudovali do kordického

súvrstvia medzi vulkanický komplex a podložie. Dajka dioritového porfýru jz. od Kremnických baní, ako aj dajky a nepravidelné intrúzie dioritových porfýrov zistené v banských prácach (Böhmer, 1966) sú dokladom prítomnosti vertikálne orientovaných telies – prednostne v smere SSV–JJZ. Dioritové porfýry sú masívne tmavé horniny s blokovou odľučnosťou. Tvoria ich výrastlice plagioklasu, hyperstenu, augitu a akcesorického amfibolu v holokryštalickej základnej hmote mikrohypidiomorfno-zrnitej až mikrodioritovej štruktúry. Hornina je spravidla karbonatizovaná a chloritizovaná, respektíve propylitizovaná.

Intrúzia pyroxenického dioritového porfýru vystupuje aj v rozsahu asi 5 km<sup>2</sup> jv. od Rematy. Na západnej strane je oddelená od hornín podložja okrajovými zlomami kremnického grabenu, na východe sa ponára pod horniny rematskej formácie. Plošný rozsah telesa a indicie plochého kontaktu s podložíom v niektorých častiach územia naznačujú formu lakolitu alebo prechodnú formu medzi štokom a lakolitom. Intruzívne teleso nie je homogénne, v niektorých častiach ho buduje masívny dioritový porfýr až diorit, inde pozorujeme prechody do andezitových porfýrov a brekciovitých andezitov až andezitových brekcií s nižším stupňom kryštalinity základnej hmoty. Charakteristické sú autometamorfné premeny typu chloritizácie a pyritizácie, v okrajových brekciách skôr hematitizácie a vybielovania. Prechody medzi masívnym porfýrom a brekciami sú postupné, sprostredkované narastajúcou proporciou drveného a alterovaného matrixu, ako aj frakturácie nepravidelnou sieťou trhliniek. Z petrografického hľadiska ide o pyroxenický dioritový porfýr s výrastlicami plagioklasu An<sub>56-60</sub> (3–4mm, 40–60 %), hyperstenu (1–3 mm, 6 až 10 %) a augitu (1–2 mm, 5–8 %) v holokryštalickej základnej hmote zrnitosti 0,1–0,2 mm, tvorenej plagioklasom (60 %), pyroxénom (10–15 %), kremeňom (10–25 %), biotitom (do 1 %) a magnetitom (5 %). Zjemňovaním základnej hmoty na zrnitú mikrolitickú až mikrolitickú štruktúru prechádzajú dioritové porfýry do andezitových porfýrov a andezitov. Naopak, ojedinele má hornina až charakter dioritu s rovnomerne zrnitou štruktúrou.

Obdobné horniny boli identifikované v spodnej časti zlatostudnianskej formácie v poklesnutých blokoch pri západnom okraji kremnického grabenu vo vrtoch HV-12 a HV-16 (Blaško et al., 1989) v Slaskej doline a vrtom LX-29 západne od Kunešova.

### **153 subvulkanické štokovité intrúzie (len v rezoch): a) gabrodiorit, b) diorit**

Diorit vytvára intruzívne teleso nejasnej formy primknuté ku kremnickej hrasti z východnej strany, kde ho overil vrt KR-3 (Böhmer, 1977) v intervale 692–1 765 m. Böhmer a Šimová (1976) podrobne spracovali petrografiú dioritu a jeho kontaktné metasomatických premien. Pyroxenicko-amfibolický diorit má holokryštalickú, nevýrazne porfýrickú, hypidiomorfne zrnitú štruktúru s malým

podielom intersticiálneho ortoklasu a kremeňa. V zložení inak dominuje prevažne čerstvý plagioklas, chloritizované a aktinolitizované pyroxény a amfibol. V tektonicky porušených častiach je diorit postihnutý aj silicifikáciou, vybielením, karbonatizáciou a pyritizáciou.

Vo vrchnej časti dioritového telesa v oblasti styku s nadložíom vystupujú útržky a enklávy kontaktne metasomaticky premenených sedimentov s minerálnymi asociáciami: kremeň – sillimanit, kremeň – andaluzit – sericit a pelit – chlorit – sericit – kremeň. Variabilne sú prítomné aj porfyroblasty korundu a andaluzitu. Uvedená asociácia minerálov zodpovedá kontaktu s pelitickými horninami, pričom predpokladáme, že pôvodne išlo o pelity ílovcovo-pieskovcových vrstiev kordického alebo hutianskeho súvrstvia, ktoré sú opísané v predchádzajúcom texte.

Spodná kontaktne metasomatická zóna má hrúbku okolo 100 m a zahŕňa endo-aj exokontakt. Boli vymedzené tieto minerálne asociácie: grosulár – andradit – diopsid – wolastonit, pleonast – periklas, periklas – brucit, grosulár – diopsid a kalcit – anortit. Minerálne asociácie jednoznačne nasvedčujú na kontakt s karbonatickými horninami mezozoika. Dioritové teleso teda intrudovalo medzi karbonatické horniny podložia a ílovcovo-pieskovcové súvrstvie oligocénneho, respektíve spodnobádenského veku.

Gabrodiorit bol zachytený v posledných 6 metroch vrtu KR-3 (Böhmer, 1976, 1977) a novšie vrtom KV-2 pri Kremnických baniach (Knésl et al., 1989). Ide o hrubozrnú bezkremennú horninu ofitickej štruktúry tvorenú báziickým plagioklasom, amfibolom a aktinolitizovaným pyroxénom. Gabrodiorit je v kontakte so skarnami dioritového telesa, takže vlastne intrudoval medzi diorit a podložné mezozoikum. Kontaktné účinky na diorit sa prejavujú jeho biotitizáciou, aktinolitizáciou a tremolitizáciou a v blízkosti kontaktu až celkovým zrohovcovatením.

## **152 nečlenená zlatostudnianska formácia (len v rezoch)**

V rezoch kremnickým grabenom je zlatostudnianska formácia v zakrytých častiach znázornená ako nečlenená. Z celkovej situácie sa dá predpokladať, že smerom od centrálnej zóny v oblasti kremnickej hrasti intruzívne členy sa postupne vyklíňujú v spodnej časti relatívne hrubého stratovulkanického komplexu lávových prúdov, pyroklastických prúdov a epiklastických vulkanických brekcií.

### **VRCHNÝ BÁDEN**

Do obdobia vrchného bádenu zaradíme sedimenty Handlovskej kotliny – handlovské súvrstvie s uhoľnými slojmi, košské súvrstvie nadslojových ílov a lehotské súvrstvie polymiktných štrkov, z vulkanitov Vtáčnika formáciu Kľa-



kovskej doliny a pešinskú formáciu a z vulkanitov Kremnických vrchov výplň kremnického grabenu – prašnické štrky, turčeckú formáciu, formáciu Kremnického štítu a krahul'skú formáciu. Vulkanosedimentárne horniny vrchného bádenu sú prítomné aj vo výplni priľahlých kotlín.

### **Handlovské súvrstvie**

Súvrstvie je rozšírené v oblasti handlovského a cigel'ského uhoľného ložiska. Na mapované územie zasahuje len okrajovo východne od Novej Lehoty, kde vystupuje medzi početným zosuvmi a jeho prítomnosť je zvýraznená starými dobovkami na uhlie.

#### **151 tmavé ílovce a tufitické pieskovce s uhoľnými slajmi**

Podľa Šimona et al. (1997) handlovské súvrstvie tvoria v spodnej časti piesčito-ílovité a tufitické sedimenty s postupným prechodom do tmavých až čiernych ílov a ílovcov s uhoľnými slajmi. Vyvinuté sú dva uhoľné slaje – spodný (II.) slaj s hrúbkou 2–6 m a horný (I.) s hrúbkou 3–7 m. V oblasti Novej Lehoty je pod spodným slajom vyvinutý tzv. III. slaj s hrúbkou 1–4 m. Uhlie po uhoľno-petrografickej stránke patrí k hnedouhoľným humitom. Najčastejšie sú prítomné detrity a pásikavé detrity. Podľa stupňa preuhoľnenia uhlie zodpovedá hnedouhoľnej ortofáze, lokálne aj hemifáze.

Súvrstvie vzniklo v prostredí močiarov s vegetáciou typu *Taxodiaceae* – *Nyssaceae* – *Myricaceae* – *Cyrillaceae* (Planderová in Konečný et al., 1983). Produktívne vrstvy zriedkavo obsahujú sladkovodnú a suchozemskú faunu a kosti cicavcov. Vyhodnotenie palynomorf indikuje vekový interval vrchný bádenu–spodný sarmat (Planderová, l. c.), pozícia súvrstvia pod horninami formácie Kľakovskej doliny však limituje vekový interval na vrchný bádenu.

### **Košské súvrstvie**

Súvrstvie je rozšírené v oblasti handlovského a cigel'ského uhoľného ložiska a na mapované územie zasahuje len okrajovo východne od Novej Lehoty a západne od Janovej Lehoty v podloží formácie Kľakovskej doliny.

#### **150 sivé a zelenkavé ílovce a tufitické ílovce**

V nadloží slajov handlovského súvrstvia je vyvinuté hrubé súvrstvie ílov a vápnitých ílov, predtým označovaných ako nadložné íly. Poukazujú na vznik v prehlbujúcom sa jazernom prostredí. Jeho hrúbka východne od Novej Lehoty nepresahuje 50 m, mimo mapovaného územia dosahuje až 300 m, čo je dô-



sledkom tektonických pohybov a denudácie pred usadením lehotského súvrstvia. Ide o monotónne súvrstvie svetlosivých, tmavosivých, zelenosivých až hnedastých ílov premenlivej vápnitosti, s kolísavým zastúpením piesčitej prímеси, miestami diatomitických ílov až diatomitov. Majú črepinovitý rozpad, miestami, hlavne v spodnej časti súvrstvia, sú až laminované. Íly hojne obsahujú drobné zuhoľnatené rastlinné zvyšky. Miestami, hlavne vo vrchnej časti súvrstvia, sa lokálne objavujú vložky a šošovky štrčikov, pieskov a uhoľných vrstvičiek, čo svedčí o splytčení jazera a vzniku dočasných močiarov (Čechovič, 1959). Prítomné sú aj tenké vložky ryolitových tufov. Súvrstvie obsahuje sladkovodnú faunu (rybie zúbky, ostrakóda, rozsievky) a flóru rovnakého zloženia ako handlovské súvrstvie.

### **Lehotské súvrstvie a prašnické štrky**

Lehotské štrky (Konečný et al., 1983) vystupujú v nadloží košského súvrstvia na jeho eróziu modelovanom povrchu a smerom na juh prenikajú v podloží formácie Kľakovskej doliny až po Janovu Lehotu. Ako prašnické štrky označujeme až 50 m hrubé súvrstvie polymiktných štrkov pod bázou turčeckej formácie a v priamom nadloží hornín mezozoika západne od Harmanca, teda v rovnakej pozícii ako lehotské súvrstvie.

#### **149 štrky s ne vulkanickým materiálom a polohami tufitických siltovcov a ílovcov**

Lehotské súvrstvie tvoria nepravidelne sa striedajúce, slabo triedené, hrubé až jemné štrky a piesky, menej piesčité íly a íly s materiálom karbonátových hornín a kremencov mezozoika, menej žúl, kryštalických bridlíc a paleogénnych pieskovcov. Ojedinele sú prítomné aj andezity. Čechovič (1959) konštatoval, že ide o fluvialne sedimenty s prínosom materiálu od severozápadu.

Prašnické štrky sú prevažne karbonatické, menej sú zastúpené obliaky kremencov, kremeňa a hornín kryštalínika. Zrornosť je značne variabilná, od hrubých po jemné štrky, prítomné sú aj hrubopiesčité polohy. Vysoký stupeň opracovania materiálu a sedimentárne textúry indikujú fluvialne, respektíveorské prostredie. Túto skutočnosť potvrdzuje subakválny charakter nadložných vulkanitov turčeckej formácie.

### **Plešinská formácia**

Formáciu definovali Konečný et al. (1983) ako súbor extruzívnych telies hyperstenicko-amfibolických andezitov s ojedinelými vulkanoklastikami na báze pouhoľných vulkanitov v oblasti Vtáčnika. Vrchnobádenský vek formácie

vyplýva len zo vzájomnej pozície k ostatným súvrstviam a formáciám vrchného bádenu. Do mapovaného územia formácia zasahuje jediným extruzívnym telesom pri Novej Lehote.

#### **148 extrúzie hyperstenicko-amfibolických andezitov**

Pri Novej Lehote zasahuje svojím okrajom do mapovaného územia relatívne veľké extruzívne teleso hyperstenicko-amfibolického andezitu. Andezit je masívny, blokovej odlučnosti, sivej farby. Z petrografického hľadiska teleso tvorí hruboporfyrický andezit s výrastlicami plagioklasu (30–35 %), hyperstenu (1–3 %) a amfibolu (do 10 mm, 5–10 %). Amfibol má opacitové lemy (hematitizácia). Základná hmota má hyalopilitickú, mikrolitickú alebo zrnito-mikrolitickú štruktúru.

#### **Turčecká formácia a formácia Kľakovskej doliny**

Turčecká formácia a formácia Kľakovskej doliny sú ekvivalentné litostratigrafické jednotky vulkanitov Kremnických vrchov a Vtáčnika. Obe formácie predstavujú litologicky pestrý súbor lávových prúdov, hyaloklastitových brekcií, autochtónnych a redeponovaných pyroklastík a epiklastík bazaltov, bazaltických andezitov, pyroxenických andezitov a leukokratných andezitov, ktorý predstavuje spodnú časť výplne kremnického grabenu a grabenu Žiarskej kotliny (Lexa a Hojstričová, 1980; Lexa et al., 1982; Konečný et al., 1983; Šimon et al., 1997). Na mapovanom území turčecká formácia vystupuje v hrúbke 100–600 m v rámci kremnického grabenu a jeho okrajových blokov severne od Janovej Lehoty a juhovýchodne od Jastrabej. Formácia Kľakovskej doliny vystupuje v hrúbke až 500 m v tektonických medziblokoch pri severozápadnom okraji grabenu Žiarskej kotliny. Obe formácie sa stýkajú severozápadne od Janovej Lehoty a nie je možné medzi nimi definovať geologickú hranicu. Z vystupovania formácií v tektonických medziblokoch pri okrajoch grabenu Žiarskej kotliny vyplýva, že formácie sú vyvinuté v hrúbke až 500 m aj v rámci grabenu pod pokrovom mladších vulkanitov a sedimentov.

Turčecká formácia spočíva na erodovanom povrchu hornín zlatostudnianskej formácie spodno- až strednobádenského veku a je prekrytá horninami formácie Kremnického štítu a krahuľskej formácie vrchnobádenského veku (Konečný et al., 1983). Formácia Kľakovskej doliny spočíva variabilne na komplexe andezitov s granátom a na kordíckom súvrství spodnobádenského veku a produktoch 1. etapy štiavnického stratovulkánu spodno- až strednobádenského veku. V sukcesii hornín Vtáčnika formácia Kľakovskej doliny spočíva v nadloží kamenského, nováckeého, handlovskeého a košského súvrstvia a plešinskej formácie so stratigrafickým rozpätím spodný až vrchný bádenu, je syngenetická s lehotským

súvrstviem vrchnobádenského veku a je prekrytá horninami stránskeho efuzívneho komplexu vrchnobádenského veku, resp. horninami vtáčnickej formácie spodnosarmatského veku (Šimon et al., 1997). Obe formácie preto zaradujeme do obdobia vrchného bádenu. Vyhodnotenie mikroflóry zaraduje formácie do intervalu vrchný bádenu až spodný sarmat (Konečný et al., 1983). Rádiometrické datovanie hornín turčeckej formácie pri Turčeku v severnej časti Kremnických vrchov metódou FT na amfiboloch poskytlo vek  $15,0-15,1 \pm 0,5$  Ma (Repčok, 1982). FT datovanie na amfiboloch a biotitoch hornín nadložnej formácie Kremnického štítu poskytlo vek v intervale  $15,1-15,9$  Ma (Repčok, 1981). V rozpore s uvedenou superpozíciou a rádiometrickými údajmi je výsledok K/Ar datovania Kantora et al. (1990), ktorí na hornine turčeckej formácie od Kordík získali vek  $12,3 \pm 0,4$  Ma. K/Ar datovanie hornín formácie Kľakovskej doliny na celohorninových vzorkách, ktoré urobila Ďurkovičová (in Šimon et al., 1991, 1994), poskytlo výsledky v intervale  $13,2-14,4$  Ma.

V oblasti kremnickej hrasti turčeckú formáciu budujú prevažne lávové prúdy pyroxenických andezitov, v malej miere sú zastúpené epiklastiká a len ojedinele sme pozorovali vložky redeponovaných tufov (vrt LX-10; Lexa et al., 1979). Vzhľadom na premeny odlišenie lávových prúdov turčeckej formácie od podobných prúdov zlatostudnianskej formácie nie je v tejto oblasti celkom jednoznačné.

V rámci grabenu, zahŕňajúc poklesnuté bloky ihráčskeho zlomového pásma, nesie formácia znaky uloženia v depresii a prevažne aj v subakválnom prostredí. Z faciálneho hľadiska sa to prejavuje lávovými prúdmi sklovitých andezitov v sprievode hyaloklastitových brekcií s veľkým množstvom redeponovaných pyroklastik freatomagmatického typu s polohami epiklastických vulkanických pieskocov. Relikty formácie za hranicami grabenu východne od Kremnice sú reprezentované lávovými prúdmi a aglomerátmi v terigénnom vývoji. Indikujú blízkosť jedného z centier a kontrastnosť vývoja facií v grabene a za jeho hranicami.

V severnej časti územia má turčecká formácia stratovulkanický charakter daný striedaním silno zbrekciovatých lávových prúdov a aglomerátov a tufov. Ich vzájomný pomer silno kolíše. Len ojedinele boli identifikované epiklastiká. Hrubé pyroklastiká a relikty periklinálneho uloženia indikujú lokálne centrum severne od Turčeka. Formácia je tu porušená zlomami a rotáciou blokov, takže nadobudla sekundárne úklony  $25-35^\circ$  na západ. Na niekoľkých miestach sme pozorovali tenké vložky svetlých pemzových tufov dacitového zloženia, a vo vrte LX-16 v Turčeku (Lexa et al., 1982) dokonca aj lávové telesá dacitov až dacitoandezitov s afinitou k leukokrátym andezitom formácie.

Horniny turčeckej formácie overil aj vrt GHŠ-1 v južnej časti Turčianskej kotliny (Gašparik et al., 1974), kde predstavujú spodnú časť jej výplne v hrúbke okolo 400 m. V stavbe formácie tu už dominujú redeponované pyroklastiká



a epiklastiká, menej sú zastúpené lávové prúdy a uloženiny pyroklastických prúdov. K turčeckej formácii priradíme aj redeponované tufy a epiklastiká s niekoľkými lávovými prúdmi sklovitých leukokratných andezitov vychádzajúce na báze vulkanického komplexu popri severnom a severovýchodnom okraji vulkanitov na styku s mezozoikom.

V tektonických medziblokoch pri východnom okraji grabenu Žiarskej kotliny turčeckú formáciu reprezentujú lávové prúdy pyroxenických a leukokratných andezitov s vývojom lávových a hyaloklastitových brekcií, ktoré sa nepravidelne striedajú s polohami redeponovaných pemzových tufov a tufov, epiklastík variabilnej zrnitosti od pieskoviec až po hrubé brekcie a redeponovaných hyaloklastitových brekcií. Vzťah k podložnej zlatostudnianskej formácii a k okrajovým zlomom grabenu indikuje vulkanickú aktivitu syngenetickú so subsidenciou grabenu. Relikty formácie v tektonických blokoch východne od Ihráčskeho potoka dosahujú celkovú hrúbku 100–150 m pri subhorizontálnom uložení.

Formáciu Kľakovskej doliny v priestore západne od Janovej Lehoty budujú na báze freatomagmatické pyroklastiká, vyššie najmä lávové prúdy pyroxenických andezitov, epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty a vo vrchnej časti aj uloženiny pyroklastických prúdov a redeponované pyroklastiká (Šimon et al., 1991, 1997). Hrúbka formácie v tejto oblasti dosahuje 400 m.

Turčecká formácia a formácia Kľakovskej doliny sú produktom vulkanickej aktivity sprevádzajúcej iníciaľne štádium subsidencie kremnického grabenu (grabenu Žiarskej kotliny). Vulkanická aktivita prebiehala čiastočne v subakválnom prostredí a z viacerých vulkanických centier. Subakválnne prostredie je indikované vývojom hyaloklastitových brekcií a prítomnosťou freatomagmatických pyroklastík.

Litológia a petrografia turčeckej formácie je spracovaná v samostatnej správe Lexu a Hojstričovej (1980), formácie Kľakovskej doliny v správe Šimona (1991). Horniny turčeckej formácie v rámci kremnického grabenu sú postihnuté argilitizáciou (nontronitizáciou), niekedy v sprievode slabej chloritizácie a karbonatizácie. Postihnuté sú predovšetkým tufy, jemnozrnné epiklastiká a pórovité lávové brekcie. Masívne andezity sú prevažne čerstvé.

## **147 epiklastické vulkanické pieskovce**

Epiklastické vulkanické pieskovce vystupujú prevažne spolu s drobnými brekciami (pozri ďalej), ale miestami vytvárajú aj samostatné polohy väčšej hrúbky medzi lávovými prúdmi a polohami hrubších klastík. Ide o zvrstvené a triedené uloženiny, charakteristické je striedanie tmavých pieskoviec so svetlými polohami redeponovaných tufov. Epiklastické vulkanické pieskovce sú stredno- až hrubo- zrnné, hnedé až tmavé, s materiálom sklovitých a oxidovaných andezitov,



variabilne je prítomná rozptýlená pemza. Pieskovce sa striedajú s polohami redeponovaných tufov až pemzových tufov, pri ktorých je piesčitá prímes nepatrná. Ojedinele sme pozorovali aj vložky siltovcov a hrubých pieskovcov s drobnými úlomkami tmavých andezitov. Zvrstvenie je lavicovité, miestami možno pozorovať lamináciu. Stupeň triedenia je variabilný, od netriedených lavíc po triedené laminované polohy. Celkove ide o uloženiny hustotných a hyperkoncentrovaných prúdov.

#### **146 hrubé epiklastické vulkanické konglomeráty**

Tento litotyp vystupuje v okolí Hájnickej hory západne od Janovej Lehoty. Vyskytuje sa len v asociácii s epiklastickými vulkanickými brekciami. Zlepence tvoria fragmenty andezitov suboválneho a oválneho tvaru. Andezity sú sivej, tmavej, hnedej, ružovej a čiernej farby, veľkosti od 5 cm do 1,5 m. Matrix je žltosivá piesčito-ílovitá hmota. Zlepence sú pomerne dobre triedené. Z petrografického hľadiska ide o materiál pyroxenických a leukokratných andezitov. Okrem obliakov andezitov sú prítomné ojedinelé obliaky kremencov a vápencov. Matrix konglomerátov je hrubopiesčitý, netriedený.

#### **145 hrubé až drobné epiklastické vulkanické brekcie až konglomeráty**

Od hrubých až drobných epiklastických vulkanických brekcií (pozri ďalej) sa líšia vyšším stupňom opracovania fragmentov, ktoré sú subangulárne až oválne, a vyšším stupňom triedenia, prejavujúcim sa vo výraznejšom zvrstvení.

#### **144 prevažne drobné epiklastické vulkanické brekcie s polohami pieskovcov a redeponovaných tufov**

Táto fácia vystupuje najmä v turčeskej formácii, kde oddeľuje jednotlivé lávové prúdy a polohy hrubých brekcií. Ide o komplex nepravidelne sa striedajúcich polôh drobných, ojedinele aj hrubších epiklastických vulkanických brekcií až redeponovaných aglomerátov s polohami jemných až hrubých epiklastických vulkanických pieskovcov a redeponovaných tufov až pemzových tufov. Charakteristické je výrazné zvrstvenie a vyšší stupeň triedenia uloženín. Materiál predstavujú úlomky a zrná tmavých sklovitých, sivých a červenkastých andezitov, často pórovitých, sivá, hnedá alebo svetlá pemza a popolovitá tufová substancia. Z petrografického hľadiska sú zastúpené najmä rozličné pyroxenické a leukokratné andezity.

#### **143 hrubé až drobné epiklastické vulkanické brekcie**

Brekcie sú prevažne chaotické, nevýrazne zvrstvené a triedené. Striedajú sa rôzne hrubé polohy hrubých brekcií s tenšími polohami lepšie triedených drobných brekcií, miestami aj hrubých pieskovcov. Fragmenty sú angulárne až subangulárne,

celistvé až mierne pórovité svetlosivé, sivé alebo tmavé andezity. Časť andezitov je sklovitá. Prítomné sú aj vezikulované červené andezity. Vyššie zastúpenie svetlých napenených andezitov a pemzy približuje brekcie k redeponovaným aglomerátom. Veľkosť fragmentov v hrubých brekciách dosahuje až 1 m, v priemere okolo 10 cm. V prípade drobných brekcií veľkosť fragmentov dosahuje až 10 cm, v priemere okolo 1–2 cm. Zastúpenie fragmentov je 40 až 60 %. Matrix je svetlý, netriedený hrubopiesčitý, s podstatným zastúpením drobnej žltej a hnedej pemzy. Charakter materiálu naznačuje mobilizáciu z lávových prúdov, hyaloklastitov a freatomagmatických pyroklastík. Štruktúry a textúry dokumentujú transport a uloženie formou úlomkových a hyperkoncentrovaných prúdov, v menšej miere trakciou a zrnotkami. Z petrografického hľadiska prevláda materiál pyroxenických andezitov s hyalopilitickou, pilotaxitickou a mikrolitickou základnou hmotou.

#### **142 redeponované aglomeráty a epiklastické vulkanické brekcie**

Fácia redeponovaných pyroklastík a epiklastických vulkanických brekcií vystupuje najmä v turčeckej formácii ako najrozšírenejší typ vulkanoklastík. Vytvárajú zvrstvený komplex nepravidelne sa striedajúcich drobných až hrubých brekcií s vložkami a polohami hrubých pieskvcov až redeponovaných tufov. V redeponovaných aglomerátoch prevládajú fragmenty vezikulovaných a pórovitých tmavých až červenkastých andezitov a drobnej pemzy, v epiklastikách prevládajú fragmenty sivých celistvých andezitov. Veľkosť fragmentov je značne variabilná. Pri hrubých brekciách najväčšie fragmenty dosahujú až 1–2 m pri priemernom rozmere 10–15 cm. Pri drobných brekciách nepresahuje rozmer fragmentov 10 cm, v priemere majú veľkosť okolo 1–2 cm. Vložky hrubých pieskvcov sú len slabo triedené, často obsahujú ojedinelé drobné fragmenty. Zvýšením obsahu pemzy prechádzajú hrubé pieskovec do redeponovaných tufov. Z petrografického hľadiska sú zastúpené najmä rozličné pyroxenické a leukokratné andezity.

#### **141 redeponované tufy a pemzové tufy pyroxenických a leukokratných andezitov s polohami epiklastických vulkanických pieskvcov**

V rámci turčeckej formácie často vystupujú horizonty redeponovaných tufov a pemzových tufov zmiešané s epiklastickými vulkanickými pieskvcami pyroxenických a leukokratných andezitov, sporadicky sú zastúpené siltovce a drobno-úlomkovité brekcie, ojedinele sa vyskytuje nevulkanický materiál (len v severnej časti územia, kde táto fácia vystupuje na báze formácie). Ide o nepravidelne sa striedajúce polohy hrúbky 5–150 cm slabo triedených hnedých až tmavých epiklastických vulkanických pieskvcov s tufovou prímiesou, prípadne pemzou, redeponovaných tufov a redeponovaných pemzových tufov. Ojedinele sme pozorovali laminy jemných pieskvcov a siltovcov a vložky drobných epiklas-

tických vulkanických brekcií. Materiál reprezentujú úlomky tmavých, prevažne sklovitých pyroxenických a leukokratných andezitov, pórovité variety andezitov – často s opacitizovanou základnou hmotou a hnedou až žltou pemzou uvedených andezitov.

**140 tufy a pemzové tufy (sčasti spečené): a) andezitového zloženia, b) dacitového zloženia**

Lapilové tufy a tufy sú tvorené silno pórovitými až napenenými fragmentmi, ktoré v dôsledku oxidácie a reakcie s plynmi nadobudli červené a žlté sfarbenie. Podstatne býva zastúpená aj pemza. Charakteristické je plášťové zvrstvenie s kopírovaním nerovností podložia a dobré triedenie. Takéto tufy vystupujú napr. v záreze železnice severne od stanice Horná Štubňa.

Časť tufov a pemzových tufov je svetlejšia, dacitového zloženia. V prípade, že tento materiál vytvára hrubšie samostatné polohy, vyčleňujeme ich na mape samostatne. Ide o tufy a pemzové tufy s veľkosťou fragmentov do 1–5 cm s ojedinelými úlomkami tmavých andezitov. Pemza obsahuje ojedinelé výrastlice plagioklasu v zakalenom skle. Ojedinele sú prítomné úlomky dacitov s felziticou základnou hmotou. Jeden z mapovateľných horizontov dacitových tufov vystupuje v záreze železnice južne od stanice Horná Štubňa.

Spečený dacitový pemzový tuf vystupuje v hrúbke až 25 m východne od Kremnického štítu. Tvorí ho mierne deformovaná pemza a angulárnymi úlomkami andezitov a dacitov v spekanom tufovom matrice. Výrastlice tvorí kyslý plagioklas, hypersten, amfibol, biotit a kremeň.

**139 tufy, aglomeráty a pyroklastické brekcie: a) bazaltických andezitov, b) pyroxenických a leukokratných andezitov**

Autochtónne pyroklastiká bazaltických andezitov sú reprezentované polohami tufov, aglomerátov a pyroklastických brekcií. Charakteristické je pomerne dobré triedenie a z toho vyplývajúce zvrstvenie. Fragментy sú angulárne z celistvých andezitov a sférické až troskovité z pórovitých andezitov. V prípade brekcií dosahujú veľkosť až 30 cm, pri aglomerátoch priemerne 1–6 cm s dominantným zastúpením pórovitých a bublinovitých fragmentov. Lapilové tufy a tufy sú tvorené silno pórovitými až napenenými fragmentmi, ktoré v dôsledku oxidácie a reakcie s plynmi nadobudli červené a žlté sfarbenie.

Tufy a aglomeráty pyroxenických a leukokratných andezitov sú slabo až mierne triedené, hrubo zvrstvené, tvorené angulárnymi úlomkami celistvých andezitov, sférickými troskovitými úlomkami pórovitých, často červených andezitov a hnedou až žltou pemzou v tufovom matrice. Veľkosť fragmentov dosahuje pri aglomerátoch až 10–15 cm, bežne sa pohybuje od 1 do 5 cm. Jemnejšie polohy tufov a lapilových tufov sú zriedkavé.



Väčšina polôh pyroklastík reprezentuje uvedené vytriedené typy. V dôsledku sekundárneho zosúvania a redepozície dochádza k ich vzájomnému miešaniu a výsledkom sú netriedené chaotické aglomeráty s hrubou vrstvitosťou. Petrografické zloženie fragmentov zhruba zodpovedá petrografickým typom lávových prúdov, ale najmä pri jemnejších pemzovitých pyroklastikách dominujú andezity kyslejšieho zloženia, ktoré sú chudobné na výrastlice až afanitické.

### **138 pyroklastický prúd pyroxenického andezitu**

Uloženiny pyroklastických prúdov vytvárajú len ojedinele mapovateľné telesá v hrúbke do 30 m. Ide o chaotické spečené brekcie tvorené sférickými fragmentmi svetlého pórovitého pyroxenického andezitu veľkosti do 0,5 m a sporadickými angulárnymi fragmentmi tmavého sklovitého andezitu vo svetlom až červenkastom spekanom tufovo-detritickom matrixe s ojedinelou drobnou pemzou.

Uloženiny pyroklastického prúdu boli identifikované aj vo vrtoch LX-3, LX-5 a GHŠ-1 (Lexa et al., 1982). Tvoria ich troskovitý až silno pórovitý pemzovitý andezit a úlomky sklovitých celistvých andezitov veľkosti do 5–10 cm v mierne spekanom a oxidovanom tufovom matrixe. Jednotlivé prúdy vykazujú premenlivú zrnitosť a zastúpenie troskovitých a pemzových andezitov, ako aj pemzy v matrixe. Zložením zodpovedajú pyroxenickým andezitom. Vývoj základnej hmoty je sklovitý až hyalopilitický, často s prejavmi opacitizácie.

Vo vrte LX-5 (Lexa et al., 1979) boli identifikované aj uloženiny pemzových prúdov. Zložením andezitov sú podobné pyroklastickým prúdom, ale pemza predstavuje až 80 % objemu horniny. Veľkosť fragmentov dosahuje 5 cm, textúra je chaotická.

### **137 hyaloklastitové brekcie**

Hyaloklastitové brekcie sprevádzajú lávové prúdy pyroxenických, ale najmä leukokratných andezitov a v samostatných polohách vystupujú v pruhu jv. od Jastrabej. Tvoria ich angulárne fragmenty tmavého sklovitého andezitu, často vezikulovaného, veľkosti do 60 cm, v priemere okolo 10 cm. Obsah fragmentov je okolo 70–80 %. Matrix má charakter sklovitého detritu s drobnými vezikulovanými úlomkami, len lokálne sme pozorovali prejavy slabej palagonitizácie. Hyaloklastitové brekcie vystupujú v hrubých chaotických polohách reprezentujúcich uloženiny úlomkových prúdov (brekciových prúdov) oddelených polohami jemných zvrstvených a triedených redeponovaných hyaloklastitov (a freatomagmatických pyroklastík?) so znakmi uloženia vo vodnom prostredí.



### **136 lávové prúdy amfibolického dacitu až leukokratného andezitu a ich brekcie**

Amfibolické dacity až dacitoidné leukokratné andezity sa zistili len vo vrte LX-16 pri Turčeku (Lexa et al., 1982). Ide o teleso sklovitého dacitu, v hornej časti silno napenené a zbrekčovatené, s výrastlicami plagioklasu (okolo 10 %), augitu (okolo 5 %), hyperstenu (okolo 3 %), amfibolu (okolo 2 %), biotitu (do 1 %) a akcesorického kremeňa. Nižšie, bez výraznej hranice, prechádza dacit do dacitoidného leukokratného amfibolicko-pyroxenického andezitu s výrastlicami plagioklasu, augitu, hyperstenu a amfibolu v sklovitej až felzitickej základnej hmote.

### **135 lávové prúdy leukokratných andezitov a ich brekcie**

Lávové prúdy leukokratných andezitov sú prevažne menšej hrúbky 5–30 m, sprevádzané sklovitými brekciami hyaloklastitového typu. Charakteristická je vezikulácia andezitov a brekcií, ktorých fragmenty nadobúdajú až troskovitý charakter. Fragmenty brekcií sú tmavé, sklovité, často silno vezikulované, veľkosti do 0,5 m, na povrchu niekedy oxidované. Tmelené sú hnedastým sklovitým detritom, miestami s prejavmi palagonitizácie. Z petrografického hľadiska ide o stredno- až hruboporfyrické leukokratné pyroxenické a leukokratné andezity. Výrastlice tvorí plagioklas ( $An_{65-80}$ , do 4 mm, 10–20 %), hypersten (do 2 mm, pod 2 %), augit (do 2 mm, pod 2 %) a ojedinelý titanomagnetit (do 0,1 mm). Základná hmota je v masívnych andezitoch variabilne jemne mikrolitická alebo pilotaxitická s charakteristickými drobnými lištičkami plagioklasu. V pórovitých varietách a brekciách je zvyčajne jemne pilotaxitická alebo hyalopilitická. Častá je opacitizácia základnej hmoty magnetitom, v oxidovaných partiách hematitom. S pribúdaním výrastlíc augitu, hyperstenu, respektíve olivínu leukokratné andezity prechádzajú do pyroxenických a bazaltických andezitov.

### **134 lávové prúdy pyroxenických andezitov a ich brekcie**

Lávové prúdy pyroxenických andezitov sú prevažne väčšej hrúbky, 30–100 m, tvorené celistvým sivým až tmavosivým andezitom doskovitej až blokovej odlučnosti, vo vrchnej časti s prechodom do hnedastých pórovitých andezitov a blokových lávových brekcií. Brekcie sú chaotické, s fragmentmi veľkosti do 0,5 m, ojedinele aj viac, v drvenom a pórovitom oxidovanom matrice. Fragmenty sú variabilne celistvé, angulárne a pórovité, subangulárne s vývojom troskovitého povrchu. Z petrografického hľadiska ide o strednoporfyrické andezity s výrastlicami plagioklasu ( $An_{60-70}$ , 1–3 mm, 15–30 %), hyperstenu (do 2 mm, 2–8 %), augitu (do 2 mm, 2–6 %), prevažne iddingsitizovaného olivínu (do 1 mm, do 1 %) a titanomagnetitu (do 0,3 mm, do 1 %). Základná hmota je v masívnych andezitoch

variabilne mikropoikilitická, mikrolitická, mikroliticko-pilotaxitická alebo pilotaxitická, v pórovitých varietách a brekciách najmä pilotaxitická alebo hyalopilitická. Na základe zastúpenia výrastlíc rozlišujeme hyperstenicko-augitické, augiticko-hyperstenické a bázické pyroxenické andezity. Znížením obsahu tmavých výrastlíc prechádzajú do leukokratných andezitov. Zvýšením bazicity plagioklasu a obsahu olivínu prechádzajú do bazaltických andezitov, pre ktoré je charakteristická mikroofitická alebo doleritická základná hmota. Andezity nie sú postihnuté premenami.

### **133 lávové prúdy bazaltických andezitov a ich brekcie**

Litologicky sú podobné lávovým prúdom leukokratných andezitov. Prevažne sú tenké, veľmi často vezikulované, s prechodmi do bublinovitých brekcií. Z petrografického hľadiska ide o variabilnú skupinu hornín, niekedy s leukokratnými tendenciami. Výrastlice tvorí plagioklas ( $An_{70-80}$ , 1–4 mm, 20–45 %), augit (do 1 mm, 2–8 %), hypersten (do 1,5 mm, 0–2 %) a iddingsitizovaný alebo serpentinizovaný olivín (do 1 mm, 1–5 %). Základná hmota je hyalopilitická (často opacitizovaná), pilotaxitická, trachytická, doleritická alebo mikroofitická.

V jednom prípade bol východne od Kremnického štítu identifikovaný amfibolicko-pyroxenický andezit s olivínom.

### **132 lávové prúdy nešpecifikovaných andezitov a ich brekcie**

Prúdy sú väčšinou tenké (20–40 m), len ojedinele sú prítomné hrubšie lávové prúdy, a to najmä pyroxenických andezitov. Prúdy sú často bublinovité (leukokratné a bazaltické andezity) a vo vrchnej časti prechádzajú do troskovitých lávových brekcií tmavej až červenkastej farby. Lávové prúdy vo výplni kremnického grabenu sú často sklovité a ich brekcie niekedy nadobúdajú charakter hyaloklastitových brekcií.

### **131 nečlenená turčecká formácia, a) dajky bazaltických a pyroxenických andezitov**

Pestrosť zloženia turčeckej formácie, respektíve vysoká variabilita jej zloženia nedovoľuje v zakrytých oblastiach jej detailnejšie členenie, a tak na rezoch je formácia znázornená ako nečlenená.

Dajky bazaltických a pyroxenických andezitov vystupujú v oblasti ihráčskeho zlomového pásma, kde prerážajú uloženiny pyroklastických prúdov zlatostudnianskej formácie, a severne od Kordík, kde vystupujú tak v prostredí andezitov zlatostudnianskej formácie, ako aj v prostredí hornín spodného triasu a permu krížňanského príkrovu. Dajky majú malú hrúbku (do 5 m), tvorí ich prevažne takmer afanitický bazaltický andezit. Výskyt dajok pozdĺž ihráčskeho zlomového pásma podporuje predstavu o trhlinových erupciách turčeckej formácie.

## Formácia Kremnického štítu

Formácia predstavuje vrchnú časť výplne kremnického grabenu a priestorovo je naň obmedzená. Na severe sa vyklíňuje na úrovni Turčeka. Vo východnej časti grabenu dosahuje hrúbku až 500 m, v rámci kremnickej hrasti je zachovaná len vo forme reliktov a väčšiu hrúbku nadobúda zase v západnej časti grabenu. V západnej a severozápadnej časti grabenu je formácia tektonicky rozčlenená a jednotlivé bloky sú uklonené na západ.

Formácia má charakter efuzívneho komplexu s jednotlivými prúdmi hrúbky 30–150 m pri značnom plošnom rozsahu. Prúdy v spodnej časti tvorí tmavý doskovitý andezit, vyššie svetlejší až červenkastý pórovitý andezit blokovej odlučnosti a vo vrchnej časti svetlá alebo červenkastá pórovitá blokovaná lávová brekcia, ktorá predstavuje až 50 % hrúbky. Pri Turčeku bolo identifikované extruzívne teleso biotiticko-amfibolicko-pyroxenického andezitu a v ihráčskom zlomovom systéme pri Suchej hore je niekoľko dajok obdobného andezitu. Epiklastické vulkanické brekcie prislúchajúce k formácii Kremnického štítu sa zistili len vo vrte LX-9 východne od Kremnice (Lexa et al., 1979). Brekciu tvoria celistvé aj pórovité fragmenty sivých a červenkastých farieb.

Formácia Kremnického štítu spočíva na horninách turčeckej formácie a mimo mapovaného územia je prekrytá horninami krahuľskej, resp. rematskej formácie. Superpozičné vzťahy v rámci rozsiahlejšieho územia indikujú, že formácia je mladšia ako novácke a handlovské uhoľné súvrstvie vrchnobádenského veku, zhruba súveká s krahuľskou a studenskou formáciou a staršia ako vtáčnická a rematská formácia spodnosarmatského veku (Konečný et al., 1983, 1984; Šimon et al., 1997). V celkovom kontexte stratigrafie stredoslovenských neovulkanitov ju považujeme za vrchnobádenskú. FT datovanie hornín formácie Kremnického štítu na amfiboloch a biotitoch poskytlo vek v intervale 15,1–15,9 Ma (Repčok, 1981).

Z petrografického hľadiska rozlišujeme pyroxenické andezity s akcesorickým amfibolom vystupujúce najmä v spodnej časti, amfibolicko-pyroxenické andezity vystupujúce najmä v strednej časti a amfibolicko-pyroxenické andezity s biotitom vystupujúce najmä vo vrchnej časti formácie (Lexa et al., 1982; Konečný et al., 1983). Prítomné sú aj variety s obsahom akcesorického olivínu. Fiala (1957, 1961) ich opísal ako typy „PA“, „PAB“ a „PABO“.

### 130 pemzové tufy amfibolicko-pyroxenického andezitu

Uloženiny pemzového prúdu amfibolicko-pyroxenického andezitu sa zistili len na južnom svahu Kremnického štítu medzi lávovými prúdmi amfibolicko-pyroxenického andezitu v hrúbke okolo 5–10 m, malého plošného rozsahu. Ide o chaotické, mierne spekané pemzové tufy s ojedinelými fragmentmi sklovitého



andezitu. Pemza je nontronitizovaná, s ojedinelými výrastlicami plagioklasu, pyroxénov a amfibolu. Usmernenie pórov indikuje kompakciu po uložení v dôsledku vysokej teploty.

### **129 lávové prúdy pyroxenických andezitov s akcesorickým amfibolom a ich brekcie**

Lávové prúdy pyroxenických andezitov s akcesorickým amfibolom vystupujú najmä v spodnej časti formácie východne od Kremnice a severne od Kopernice. Andezity sú sivé až svetlosivé, pórovité variety sú hnedé až červenkasté. Štruktúra je výrazne porfyrická, s nerovnomernou zrnitosťou výrastlíc veľkosti 1–3 mm, ojedinele až do 4 mm. Výrastlice tvorí plagioklas ( $An_{55-65}$ , 1–3 mm, 20–30 %), hypersten (do 2,5 mm, 3–8 %), augit (do 2 mm, 3–9 %), iddingsitizovaný olivín (do 1 mm, 0–2 %), opacitizovaný amfibol (do 2 mm, ojedinele), biotit (do 1 mm, ojedinele) a titanomagnetit (do 0,5 mm, do 1 %). Základná hmota je v masívnych andezitoch variabilne mikropoikilitická, mikrolitická, mikroliticko-pilotaxitická alebo pilotaxitická, v pórovitých varietách a brekciách najmä pilotaxitická a hyalopilitická.

Andezity sú čerstvé, nepostihnuté hydrotermálnymi premenami. Pórovité variety a brekcie sú v rôznej miere postihnuté oxidáciou prejavujúcou sa hematizáciou základnej hmoty, magnetitu, amfibolu, prípadne aj hyperstenu.

### **128 lávové prúdy amfibolicko-pyroxenických andezitov a ich brekcie**

Lávové prúdy amfibolicko-pyroxenických andezitov vystupujú najmä v strednej časti formácie. Sú podobné predchádzajúcim opísaným andezitom, ale biotit a olivín sa vyskytujú len ojedinele. Andezity sú sivé až svetlosivé, pórovité variety sú hnedé až červenkasté. Štruktúra je výrazne porfyrická, s nerovnomernou zrnitosťou výrastlíc do 4 mm, ojedinele až do 5 mm. Výrastlice tvorí plagioklas ( $An_{50-65}$ , 1–4 mm, 20–30 %), hypersten (do 3 mm, 4–8 %), augit (do 4 mm, 4–8 %), iddingsitizovaný olivín (do 1 mm, ojedinele), opacitizovaný amfibol (do 3 mm, 2–4 %), biotit (0,5–1,5 mm, do 1 %) a titanomagnetit (do 0,5 mm, do 1 %). Vývoj základnej hmoty a prejavy oxidácie spojené s hematizáciou základnej hmoty a mafických minerálov sú obdobné ako pri predchádzajúcich pyroxenických andezitoch s akcesorickým amfibolom.

### **127 lávové prúdy biotiticko-amfibolicko-pyroxenických andezitov a ich brekcie**

Lávové prúdy biotiticko-amfibolicko-pyroxenických andezitov vystupujú najmä vo vrchnej časti formácie. Výrastlice tvorí plagioklas ( $An_{55-65}$ , do 4 mm,



20–30 %), hypersten (do 3 mm, 2–5 %), augit (do 4 mm, 3–8 %), amfibol (do 3 mm, 1–3 %), biotit (do 2 mm, 1–2 %), iddingsitizovaný olivín (do 1 mm, ojedinile) a titanomagnetit (do 0,5 mm, okolo 0,5 %). Základná hmota je hyalopilitická, pilotaxitická alebo mikrolitická.

Najmä v západnej časti územia vystupujú andezity so zvýšeným obsahom olivínu, a to v množstve až do 3 %. Pri takýchto andezitoch pozorujeme aj zvýšenu bazicitu časti plagioklasov ( $An_{65-75}$ ) a prevažne pilotaxitický vývoj základnej hmoty.

## **126 extrúzia biotiticko-amfibolicko-pyroxenického andezitu**

Vystupuje pri Turčeku. Forma extruzívneho telesa je dobre definovaná priebehom fluidálnych textúr. Na západe sa preklápa do hrubého lávového prúdu typu „dome flow“. Andezit extrúzie je celistvý, sivej až červenkastej farby, nepravidelnej blokovej odľučnosti. Pri okrajoch miestami pozorujeme sklovité variety a nevýraznú fluidalitu. Pomerne hrubozrnný andezit tvoria výrastlice plagioklasu ( $An_{48-62}$ , 2–5 mm, 15–25 %), augitu (0,5–1,5 mm, 2–6 %), hyperstenu (0,5–1,5 mm, 1–3 %), hnedého amfibolu (1–3 mm, 2–6 %) a biotitu (1–3 mm, 1–3 %) v mikrolitickej, pilotaxitickej a mikroliticko-felzitickej základnej hmote, pri okrajoch miestami s náznakmi sférolitickej štruktúry.

## **125 dajka biotiticko-amfibolicko-pyroxenického andezitu**

Dajky biotiticko-amfibolicko-pyroxenického andezitu boli identifikované v ihráčskom zlomovom systéme pri Suche hore. Hrúbka dajok dosahuje 2–5 m, smerná dĺžka 100–300 m. Tvorí ich masívny andezit blokovej odľučnosti. Petrograficky sú zhodné s lávovými prúdmi obdobného zloženia.

## **124 nečlenená formácia (v rezoch)**

Predpokladáme, že aj v zakrytých oblastiach v rámci grabenu Žiarskej kotliny si formácia zachováva svoj charakter efuzívneho komplexu.

## **Krahul'ská a studenská formácia**

Krahul'ská formácia predstavuje produkty extruzívnej aktivity biotiticko-amfibolických andezitov, ktoré sledujú severo-južné ihráčske zlomové pásmo. Predpokladáme súvis so studenskou formáciou štiavnického stratovulkánu, respektíve s jej magmatickým zdrojom. Je reprezentovaná dvoma extruzívnymi telesami, niekoľkými dajkami a ojedinělými výskytmi epiklastík.

Studenská formácia zasahuje do Kremnických vrchov najmä lávovými prúdmi a ich brekciami, v menšej miere sú zastúpené epiklastické brekcie a uloženiny pyroklastického prúdu. Lávové prúdy pomerne veľkej hrúbky a sprievodné vulkanoklastiká vyplňajú paleoúdolia na erodovanom povrchu produktov 1. etapy, sledovateľné až od okrajov štiavnickej kaldery v severnej časti Štiavnických vrchov (Konečný a Lexa, 1979; Lexa et al., 1986). Tento charakter vystupovania je obzvlášť zjavný v prípade reliktovej prúdu v dolnej časti doliny Ihráčskeho potoka. Smerom do Zvolenskej kotliny pozorujeme prechod k faciám distálnej zóny – drobným brekciám, pieskovcom, siltovcom a ílovcem.

Vek krahulskej formácie na základe pozície nad horninami turčeckej formácie a formácie Kremnického štítu a na základe litologicko-petrografickej korelácie so studenskou formáciou spadá do intervalu vrchný bádén až spodný sarmat. Na ten istý časový interval poukazuje palynologické vyhodnotenie mikroflóry zo sedimentov v tesnom podloží krahulskej formácie pri Ihráči (Planderová in Lexa et al., 1984). FT datovanie na amfibole a biotite poskytlo výsledky v intervale 15,5–16,1 Ma (Repčok, 1981). Uvažujeme preto o vrchnobádenskom veku formácie. Vek studenskej formácie bol na základe pozície nad červenostudnianskym súvrstvom štiavnickej kaldery a pod produktmi 4. etapy štiavnického stratovulkánu stanovený na interval vrchný bádén až spodný sarmat, ale aj výsledky rádiometrického datovania, najmä v intervale 15–16 Ma (Repčok, 1978–1981), indikujú vrchnobádenský (ak nie starší) vek.

### **123 pieskovce, siltovce a ílovce s polohami uhoľných ílovcov s vložkami lignitu**

Vystupujú ako distálna fácia studenskej formácie v južnej časti Zvolenskej kotliny vo vrtoch PK-1, BO-7 a BL-2 (Lexa et al., 1983). Ide o zvrstvené tmavé a tufitické ílovce s ojedinelými vložkami lignitu a epiklastické vulkanické pieskovce s materiálom biotiticko-amfibolických andezitov. Výsledky palynológie korelujú tieto sedimenty s handlovským a košským súvrstvom. Obdobné sedimenty boli identifikované aj pri Ihráči a východne od Bartošovej Lehôtky v podloží lávového prúdu biotiticko-amfibolického andezitu krahulskej formácie.

### **122 drobné epiklastické vulkanické brekcie a pieskovce s polohami siltovcov a ílovcov**

Vystupujú ako distálna fácia studenskej formácie v južnej časti Zvolenskej kotliny vo vrtoch PK-1 a BO-7 (Lexa et al., 1983). Zvrstvené a triedené drobnouľomkovité epiklastické vulkanické brekcie biotiticko-amfibolického andezitu sa nepravidelne striedajú s polohami hrubých pieskovcov, ojedinele aj jemnejších pieskovcov, siltovcov a ílovcov.

## 121 hrubé až drobné epiklastické vulkanické brekcie

Vystupujú na báze extruzívneho telesa jv. od Krahúľ, v nadloží lávového prúdu pri Ihráči a v nadloží lávových prúdov pri Hronskej Dúbrave. Brekcie sú hrubé, slabo triedené, s angulárnym až subangulárnym materiálom prevažne sklovitých biotiticko-amfibolických andezitov. V menšej miere sú zastúpené tenšie polohy a šošovky drobnoulomkovitých brekcií. V brekciách pri Hronskej Dúbrave sú podstatne zastúpené aj fragmenty hnedastých andezitov z lávových brekcií. Matrix brekcií je hrubopiesčítý, netriedený.

## 120 pyroklastický prúd biotiticko-amfibolického andezitu

Vystupuje v spodnej časti vulkanického komplexu medzi Hronskou Breznicou a Budčou. Brekciu pyroklastického prúdu tvoria fragmenty až bloky so subsférickým až sférickým obmedzením a s výrazným napenením (angulárne až subangulárne bloky sú zastúpené sporadicky) napeneného andezitu priemernej veľkosti 10–30 cm, ojedinále bloky do 0,5 m. Matrix je tufový, bohatý na amfibol a biotit, lokálne silno konsolidovaný až spekaný. Uloženie je chaotické. Hrúbka pyroklastického prúdu je 30–50 m.

## 119 lávové prúdy biotiticko-amfibolických andezitov a ich brekcie

Prúdy tvorí masívny sivo-hnedý až svetlý biotiticko-amfibolický andezit zrnitosti 2–5 mm, nepravidelnej blokovej odlučnosti, vo vnútornej časti telies s prejavmi autometamorfnej hematitizácie. Po okrajoch telies pozorujeme prechod do svetlých, mierne pórovitých variet a miestami aj do sklovitých typov s náznakmi brekciácie. Lávové brekcie sú blokové, mierne pórovité, prevažne hnedasté a oxidované, miestami svetlejšie, čiastočne sklovité. Hrúbka prúdov dosahuje až 100 m.

Z petrografického hľadiska ide najmä o hruboporfyrické biotiticko-amfibolické andezity s výrastlicami plagioklasu ( $An_{45-60}$ , 3–5 mm, 20–25 %), hnedého až hnedo-zeleného amfibolu (2–7 mm, 3–6 %), biotitu (1–3 mm, 1–4 %), hyperstenu (1–2 mm, 0,5–2 %), akcesorického augitu (do 0,5 mm) a akcesorického titanomagnetitu (do 0,4 mm) v základnej hmote mikrolitickej, mikroliticko-felzitickej alebo hyalopilitickej štruktúry. Hnedé sfarbenie andezitov je spôsobené hematitizáciou tmavých minerálov a základnej hmoty.

## 118 extrúzia biotiticko-amfibolických andezitov a ich brekcie

Extrúzia biotiticko-amfibolického andezitu v oblasti Krahúľ sa na západnej strane zakoreňuje v zlomovej línii ssz.-jjv. smeru. Pri kontakte so staršími horninami má andezit lokálne sklovitý vývoj a brekciovitý charakter. Na



severnej, východnej a juhovýchodnej strane extrúzia nadobúda charakter hrubého lávového prúdu a vyplňa misovitú depresiu. V strednej časti je teleso tvorené masívnym andezitom blokovej odlučnosti, v oblasti prechodu do prúdov nadobúda doskovitú odlučnosť. Z petrografického hľadiska ide o hruboporfyrický biotiticko-amfibolický andezit s hyperstenom. Výrastlice tvorí plagioklas ( $An_{45-60}$ , 2–5 mm, 15–20 %), amfibol (1–4 mm, 5–12 %), biotit (1–3 mm, 2–8 %), hypersten (0,5–2 mm, 1–3 %), akcesorický augit (do 1 mm) a ojedinelý titanomagnetit (do 0,5 mm). Základná hmota je hyalopilitická až mikrolitická.

Extruzívne teleso Chomu nad Ihráčom prechádza jv. smerom do lávového prúdu hrúbky okolo 50 m vyplňajúceho paleoúdolie rovnakého smeru. Samotné extruzívne teleso je tvorené masívnym andezitom hnedosivej farby s mikroliticko-felzitickou základnou hmotou, pri okrajoch s prechodmi do sklovitých andezitov. Nevýrazné fluidálne textúry sú vejárovite usporiadané, jv. smerom sa postupne preklápagú. Krátky lávový prúd má na báze (v nadloží sediemntov) vyvinuté v hrúbke až 25 m blokové hyaloklastitové brekcie. V hornej časti andezit prechádza do hnedastých pórovitých a oxidovaných lávových brekcií. Z petrografického hľadiska ide o andezit obdobný telesu pri Krahuliach, ale bez akcesorického augitu.

### **117 dajky biotiticko-amfibolických andezitov a dacitov**

Dajky biotiticko-amfibolických andezitov sú situované na zlomoch ihráčskeho zlomového systému v závere doliny Bielej vody. Jednotlivé dajky sú hrubé do 30 m, smernej dĺžky do 500 m. Andezit je masívny, blokovej odlučnosti, petrograficky podobný extruzívnemu telesu Chomu.

Dajka dacitu je situovaná na východnej strane Kremnického štítu, taktiež v rámci ihráčskeho zlomového systému. Tvorí ju masívny amfibolicko-biotitický dacit blokovej odlučnosti. Výrastlice tvorí plagioklas ( $An_{30-40}$ , 1–3 mm, 15 až 20 %), korodovaný kremeň (do 1 mm, 1–3 %), biotit (1–2 mm, 4–6 %) a amfibol (1–2 mm, 5–8 %). Základná hmota je felzitická až mikroaplitická, pri okrajoch dajky sférolitická, respektíve hyalopilitická.

### **Sedimenty vrchného bádenu**

#### **116 súvrstvie redeponovaných tufov, tufitov, epiklastických vulkanických pieskocov, siltocov a ílovcov (len v rezočh)**

Podľa výsledkov vrtu GHŠ-1 juhozápadne od Hornej Štubne (Gašparik a et al., 1984) sedimenty vrchného bádenu v hrúbke do 50 m vystupujú na báze výplne Turčianskej kotliny pod horninami turčeckej formácie. Sedimenty sú reprezentované tmavými siltovcami a ílovcami s polohami redeponovaných



tufov, epiklastických vulkanických pieskocov a drobných epiklastických vulkanických brekcií. Vulkanický materiál je obdobný nadložnej turčeckej formácii. Palynologické výsledky indikujú vekový interval vrchný bádén až spodný sarmat (Planderová in Lexa et al., 1982), ale pozícia pod horninami turčeckej formácie zužuje možný vek sedimentov na vrchný bádén. Vývoj sedimentov v tejto štruktúrnej úrovni zodpovedá iniciálnej subsidencii Turčianskej kotliny a kremnického grabenu.

O niečo mladšie sú pravdepodobne sedimenty vrchného bádenu, ktoré vystupujú v podobe distálnej zóny studenskej formácie štiavnického stratovulkánu v južnej časti Zvolenskej kotliny a pravdepodobne aj v severnej časti Žiarskej kotliny. Tmavé ílovce a siltovce s ojedinelými vložkami lignitu v tomto prípade sú prevrstvené s tufitmi, redeponovanými tufmi a epiklastickými vulkanickými pieskocami s materiálom biotiticko-amfibolických andezitov. Vo Zvolenskej kotline vystupujú v nadloží vulkanitov 1. etapy štiavnického stratovulkánu, ale v Žiarskej kotline je predpoklad, že budú vystupovať v nadloží lávových prúdov formácie Kremnického štítu tak, ako je to v lokálnej panvičke medzi Ihráčom a Bartošovou Lehôtkou. Aj v tomto prípade palynológia indikuje vekový interval vrchný bádén–spodný sarmat (Planderová in Lexa et al., 1984), ale pozícia pod datovanými horninami krahul'skej formácie zužuje vek sedimentov na obdobie vrchného bádenu.

## SPODNÝ SARMAT

K spodnému sarmatu zaraďujeme sitniansky a breznický komplex štiavnického stratovulkánu, rematskú a flochovskú formáciu vulkanitov Kremnických vrchov a spodnosarmatske sedimenty vo výplni priláhlych kotlín.

### Sitniansky komplex

Na rozdiel od iných oblastí štiavnického stratovulkánu, kde sitniansky komplex zahrnuje len lávové prúdy, v južnej časti Kremnických vrchov v okolí Hronskej Dúbravy s lávovými prúdmi asociujú aj epiklastické vulkanické brekcie. Lávové prúdy aj brekcie predstavujú výplň paleodolín orientovaných na sever (Lexa et al., 1986; Konečný et al., 1998).

#### **115 hrubé až blokové epiklastické vulkanické brekcie s materiálom biotiticko-amfibolicko-pyroxenických andezitov**

Vystupujú v rámci breznického komplexu východne od Hronskej Dúbravy. Subangulárne až angulárne fragmenty strednoporfyrického andezitu (5–25 cm, maximálne do 60 cm) tvoria cca 60–70 % horniny. Matrix je tufovo-piesčitý,

lokálne úplne konsolidovaný. Brekcie sú prevažne hrubo triedené, s náznakmi zvrstvenia, ale prítomné sú aj chaotické lavice hrúbky až 5 m. Brekcie uvedeného typu predstavujú prevažne produkty deštrukcie lávových telies andezitu typu Sitno, premiestňované v rámci paleodolín úlomkovými prúdmi a laharmi.

#### **114 lávové prúdy biotiticko-amfibolicko-pyroxenických andezitov a ich brekcie**

Lávové prúdy majú pomerne veľkú hrúbku. V spodnej časti ich tvorí doskovitý andezit, ktorý vyššie prechádza do mierne pórovitého andezitu blokovej odlučnosti a v hornej časti do hnedastej alebo červenkastej pórovitej blokovej lávovej brekcie. Lávové brekcie vystupujú aj v okrajových častiach prúdov a v malej hrúbke aj na báze prúdov. Andezit je stredno- až hruboporfyrický, s výrastlicami plagioklasu, augitu, hyperstenu, amfibolu a zriedkavého biotitu. Amfibal a biotit sú zvyčajne opacitizované. Základná hmota je pilotaxitická až mikrolitická s prechodmi do hyalopilitickej.

#### **Flochovská a rematská formácia, breznický komplex a formácia Javoria**

Ako flochovská formácia sú vyčlenené relikt sarmatského stratovulkánu pyroxenických andezitov v severnej časti Kremnických vrchov s centrom severne od Turčeka (Lexa, 1975, 1978; Konečný et al., 1983). Rozšírenie a zastúpenie jednotlivých facií a genetických typov hornín je nerovnomerné. V okrajových častiach dominujú epiklastiká, v strednej časti, naopak, lávové prúdy a pyroklastiká. Celkom jednoznačne možno definovať centrálnu, proximálnu a distálnu zónu pôvodného vulkanického aparátu. Centrálnu zónu formácie v závere Medvedej doliny juhovýchodne od Hornej Štubne budujú striedajúce sa tenké, silno zbrekčovatené lávové prúdy a pyroklastiká (tufy, aglomeráty a pyroklastické brekcie) s periklinálnym uložením okolo centra so sklonmi 25–35°. Asymetria je výsledkom postvulkanického vykľutia Kremnických vrchov.

Prevažná časť flochovskej formácie prináleží k proximálnej zóne tvorenej striedajúcimi sa lávovými prúdmi a epiklastickými vulkanickými brekciami. Bližšie k vulkanickému centru prevládajú lávové prúdy, ďalej od centra, naopak, epiklastiká. V jednom prípade sme našli uloženiny pyroklastického prúdu (južný svah Flochovej). Primárne sklony sú v proximálnej zóne menšie. Postvulkanické vykľutie zapríčinilo ich zväčšenie v západnej polovici vulkánu, zatiaľ čo v oblasti masívu Flochovej na východe je uloženie až subhorizontálne. Distálna zóna sa zachovala len v sz. časti formácie v oblasti prechodu do Turčianskej kotliny. Formáciu tu tvoria epiklastické vulkanické konglomeráty a pieskovce. Podrobný opis formácie a jej paleovulkanická rekonštrukcia je v práci Lexu (1978).

Diskordantná pozícia nad horninami podložia a vrchnobádenskými horninami turčeckej formácie indikuje vek mladší ako vrchný bádén. Keďže erodovaný povrch flochovskej formácie je prekrytý vrchnosarmatskými ryolitmi jastrabskej formácie, vekový interval flochovskej formácie vyplývajúci zo superpozície je spodný až stredný sarmat. Skutočnosť, že andezity flochovskej formácie sú s najväčšou pravdepodobnosťou prítomné ako obliaky už v sedimentoch stredného až vrchného sarmatu Turčianskej kotliny (vrt GHŠ-1; Gašparik et al., 1974), a rádiometrické datovanie na 14,5 mil. rokov (Bagdasarjan et al., 1970; Repčok, 1981) zaraďujú formáciu do spodného sarmatu (Konečný et al., 1983).

Rematská formácia predstavuje relikt sarmatského stratovulkánu pyroxenických andezitov v západnej časti Kremnických vrchov (Konečný et al., 1983). Zvyšky vulkanického kužeľa 4 km južne od Skleného sú budované tufmi a aglomerátmi a lávovými prúdmi s prvkami periklinálneho uloženia (sklony 20 až 25° na V až SV). Stratovulkanický komplex proximálnej zóny budujú lávové prúdy, pyroklastické prúdy a hrubé epiklastické vulkanické brekcie, ktoré naspodu a pri okrajoch prechádzajú do drobnouľomkovitých brekcií s polohami pieskovcov. Epiklastiká sú uložené so sklonom okolo 5–10°.

Rematská formácia vystupuje tiež diskordantne na erodovanom povrchu hornín spodného až vrchného bádenu a vekovo ju paralelizujeme s flochovskou formáciou, respektíve vtáčnickou formáciou. K/Ar datovanie celohorninových vzoriek hornín rematskej formácie poskytlo vek v intervale  $13,5 \pm 0,3$  Ma až  $11,5 \pm 0,5$  Ma (Kantor et al., 1990) s priemerom okolo 12,4 Ma. Takéto výsledky poukazujú skôr na obdobie stredného sarmatu.

Ako breznický komplex definovali Konečný et al. (1983) lávové prúdy, pyroklastické prúdy a epiklastiká pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov vo výplni paleodolín štiavnického stratovulkánu orientovaných na sever, ktoré v južnej časti Kremnických vrchov prechádzajú do širokého výplavového kužeľa. Pre breznický komplex je charakteristické dominantné zastúpenie epiklastických brekcií. Prevládajú hrubé brekcie, v menšej miere sú zastúpené drobnouľomkovité brekcie a hrubé pieskovce. V spodnej časti komplexu je popri materiáli amfibolicko-pyroxenických andezitov prítomný dobre opracovaný materiál biotiticko-amfibolických andezitov, vo vrchnej časti komplexu prevláda materiál pyroxenických andezitov. Východne od Hronskej Dúbravy vystupuje na báze komplexu hrubý pyroklastický prúd. Lávové prúdy amfibolicko-pyroxenických andezitov vystupujú v strednej časti komplexu, lávové prúdy pyroxenických andezitov v jeho vrchnej časti. Pod úrovňou pyroxenických andezitov je prítomný nesúvislý horizont brekcií s materiálom biotiticko-amfibolicko-pyroxenických andezitov sitnianskeho typu (pozri predchádzajúci text).

Severným smerom sa breznický komplex prstovito vyklíňuje vo vulkanoseimentárnom súvrství spodného sarmatu, respektíve postupne prechádza do tohto súvrstvia cez jemnozrnnejšie typy klastík (Lexa et al., 1984). Spodnosarmatský



vek vulkanosedimentárneho súvrstvia vo vrte FŽB-1 bol stanovený na základe palynologických údajov Planderovej (in Konečný et al., 1983).

### **113 redeponované pemzové tufy s polohami epiklastických vulkanických pieskovcov**

Sú rozšírené vo výplni paleodoliny severne od obce Jalná. V ich nadloží sú brekcie pyroklastického prúdu a epiklastické brekcie. Hlavný komponent (okolo 60 %) tvoria úlomky svetlej pemzy, menej sú zastúpené angulárne fragmenty andezitu veľkosti do 10 cm (okolo 20 %), resp. do 5 cm (okolo 10 %) a tufovo-piesčitéj matrix. V nadloží pyroklastického prúdu sú opäť redeponované tufy a jemnozrnné až hrubozrnné epiklastické vulkanické pieskovce s vložkami siltovcov s rozptýlenými úlomkami pemzy. Menej sú zastúpené úlomky tmavých sklovitých pyroxenických andezitov.

### **112 epiklastické vulkanické konglomeráty a pieskovce**

V distálnej zóne pri Turčianskych Tepliaciach má flochovská formácia už charakter súvrstvia epiklastických vulkanických konglomerátov a pieskovcov. Konglomeráty a pieskovce sú triedené, nepravidelne až šošovkovite zvrstvené. Obliaky sú suboválne až oválne, menej sú zastúpené aj subangulárne fragmenty. Veľkosť obliakov je menlivá v jednotlivých polohách, bežne sa pohybuje v rozmedzí 3–30 cm. Z petrografického hľadiska ide o obliaky pyroxenických andezitov obdobného typu, ako poznáme z lávových prúdov.

V paleodolí severozápadne od Trnavej Hory vystupujú pod sitnianskym andezitom. Prevládajú konglomeráty fluvialného typu s obliakmi rozličných pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov veľkosti do 40 cm, priemerne 10–20 cm, v hrubopiesčitom matrixe s drobnou pemzou. Hrubé konglomeráty sa striedajú s jemnejšími konglomerátmi a vložkami triedených pieskovcov. Uloženie je subhorizontálne.

### **111 epiklastické vulkanické brekcie/konglomeráty s polohami pieskovcov**

Sú charakteristické pre vonkajšiu proximálnu zónu flochovskej formácie v oblasti juhovýchodne od Turčianskych Teplíc. Fragmenty pyroxenických andezitov sú prevažne subangulárne až suboválne, ojedinele až oválne, variabilnej veľkosti podľa hrúbky polohy. Uložieniny sú nevýrazne triedené a hrubo zvrstvené, so striedaním polôh rôznej zrnitosti. Prevládajú hrubé uloženiny s fragmentmi do 50 cm, v priemere okolo 10–15 cm, nad drobnou úlomkovitými uloženinami s fragmentmi veľkosti do 5–10 cm. Ojedinele sú prítomné polohy slabo triedených vrstvovitých hrubých pieskovcov, variabilne s drobnými úlomkami. Ide najmä o uloženie úlomkových a hyperkoncentrovaných prúdov.



## **110 prevažne drobné epiklastické vulkanické brekcie s polohami pieskovcov**

Vystupujú vo vonkajšej proximálnej zóne rematskej a flochovskej formácie a v breznickom komplexe ako súčasť výplne paleóudolí pri Hronskej Dúbrave. Drobnou úlomkovité brekcie sú prevažne zvrstvené, slabo triedené, s fragmentmi veľkosti do 5–10 cm. Najmä v okrajových častiach vulkánov sa prejavuje lepšie triedenie a opracovanie materiálu, takže miestami uloženiny nadobúdajú charakter konglomerátov a pieskovcov. Naopak, bližšie k vulkanickým centráram sa objavujú aj polohy hrubých brekcií. Zmenšováním a ubúdaním proporcie fragmentov brekcie prechádzajú do polôh hrubých lavicovitých pieskovcov. Ojedinele sú prítomné aj polohy hrubších brekcií a tenké vložky redeponovaných tufov

## **109 hrubé až drobné epiklastické vulkanické brekcie, a) s materiálom biotiticko-amfibolických andezitov**

Sú dominantným stavebným prvkom v proximálnych zónach rematskej a flochovskej formácie. Ide o nepravidelne sa striedajúce polohy brekcií rôznej zrnitosti. Fragmety sú angulárne až subangulárne, tvorené celistvými aj pórovitými andezitmi tmavej, resp. svetlosivej farby. Maximálna veľkosť fragmentov v prípade hrubých brekcií je až 80 cm, priemerná veľkosť okolo 10 cm, zastúpenie fragmentov sa pohybuje od 40 do 60 %. Pri drobných brekciách fragmenty nepresahujú 10 cm a ich priemerná veľkosť je 1–2 cm. Matrix brekcií je netriedený, hrubopiesčitý, ojedinele s drobnou pemzou. Hrúbka nevýrazných polôh sa pohybuje od 30 cm do 3–4 m, pričom je zhruba úmerná zrnitosti. Pomerne často sa vyskytujú tenké šošovkovité vložky hrubých pieskovcov hrúbky do 20 cm. Angulárne až subangulárne, ojedinele aj suboválne fragmenty sú tvorené hyperstenicko-augitickými a augiticko-hyperstenickými andezitmi s mikrolitickou, pilotaxitickou alebo hyalopilitickou základnou hmotou.

Hrubé až drobné epiklastické vulkanické brekcie pyroxenických andezitov podobných parametrov sú charakteristické aj pre vrchnú časť breznického komplexu. Pre spodnú časť breznického komplexu sú charakteristické hrubé až drobné brekcie s materiálom amfibolicko-pyroxenických andezitov s variabilným zastúpením subangulárnych až oválnych fragmentov biotiticko-amfibolických andezitov redeponovaných zo studenskej formácie. Charakteristická je aj prítomnosť polygonálnych fragmentov so zakaleným povrchom. Textúry indikujú transport a depozíciu materiálu laharmi, úlomkovými prúdmi a hyperkoncentrovanými prúdmi. Variabilita zrnitosti a hrúbky polôh je značná.

## 108 hrubé až blokové epiklastické vulkanické brekcie

Vo flochovskej formácii vystupujú v spodnej časti po obvodě vulkanického kužela. Brekcie sú chaotické, netriedené, tvorené angulárnymi až subangulárnymi fragmentmi porfyrického hyperstenického andezitu veľkosti v priemere 10–20 cm, maximálne však až niekoľko metrov. Matrix v množstve 30–50 % býva svetlohnedý, hrubopiesčitý, s drobnými úlomkami andezitov a s prímiesou tufovej zložky. Okrem prevládajúcich fragmentov porfyrického hyperstenického andezitu sú prítomné aj drobnejšie fragmenty jemnozrnnejších pyroxenických andezitov. Vyskytujú sa aj ojedinelé polohy a vložky drobnoulomkovitých brekcií a hrubých pieskocov, ktoré tvorí ten istý materiál. Ich prítomnosť naznačuje hrubú vrstvitosť súvrstvia, ktoré ináč pôsobí dojmom homogénnej masy. Časť hrubých až blokových brekcií predstavuje uloženiny laharov, ktoré sa vyznačujú dobre definovanou bázou, chaotickosťou a podporným netriedeným matrixom s podstatným zastúpením jemnej tufovo-ílovitej substancie.

Hrubé až blokové brekcie tvoria aj podstatnú časť výplne paleodolín na sv. svahu štiavnického stratovulkánu. Rozmery klastického materiálu výrazne kolíšu, sú zastúpené v prevahe fragmenty 15–35 cm až bloky do 1,5 m. Matrix je tufový, zrnitý, v prípade niektorých telies laharov je zvýšený stupeň kompácie (horúce lahary?). Matrix v laharových brekciách predstavuje cca 40–50 %. Prítomné sú aj uloženiny tvorené na 90–95 % úlomkovitým materiálom angulárneho charakteru s prevahou blokov do 40–60 cm, ojedinele do 1,5 m. Uloženie je výrazne chaotické. Matrix chýba, prípadne je zastúpený len nepatrne a tvorí výplň priestorov medzi blokmi. Ide pravdepodobne o materiál dezintegrovaného lávového prúdu, ktorý sa dostal do zvodneného prostredia.

## 107 aglomeráty a tufy pyroxenických andezitov

Na stavbe vulkanického kužela rematskej aj flochovskej formácie sa podstatne podieľajú vulkánske brekcie, aglomeráty a tufy s periklinálnym uložením so sklonmi 20–30°. Prevažne ide o chaotické a len nevýrazne zvrstvené hrubé pyroklastiká. Fragmenty veľkosti do 50 cm sú tvorené pórovitými andezitmi a andezitovou pemzou, len ojedinele sú prítomné angulárne fragmenty celistvých andezitov. Matrix je tufový. Veľkosť fragmentov kolíše v rozmedzí 1–50 cm, pri vytriedenejších polohách môžeme teda hovoriť o polohách vulkánskych brekcií, aglomerátov či tufov. Pomerne hrubé polohy chaotických aglomerátov (až vulkánskych brekcií) prevládajú nad tenšími polohami lepšie triedených lapilových tufov a tufov. Hrúbka polôh je úmerná zrnitosti a v prípade hrubých vulkánskych brekcií dosahuje až 5 m. V lapilových tufoch a tufoch je podstatnejšie zastúpená aj žltá až hnedá pemza a v matrixe tufová substancie. Tenké polohy jemnejších tufov sa vyskytujú len ojedinele v častiach vzdialenejších od centra. Petrograficky ma-

teriál pyroklastík zodpovedá asociujúcim lávovým prúdom, pemza má však podstatne znížený obsah výrastlíc.

## **106 pyroklastické prúdy pyroxenických andezitov**

V rámci rematskej formácie vystupujú na severnom svahu pôvodného vulkanického kužeľa v oblasti Bralovej skaly a smerom k obci Sklené v hrúbke až 50 m. Rozlíšené sú dva pyroklastické prúdy rôznej zrnitosti: 1. hruboúlomkovitý pyroklastický prúd Bralovej skaly, ktorý tvoria neopracované, ale vcelku sférické fragmenty tmavého pórovitého až napeneného andezitu veľkosti v priemere 5–10 cm, maximálne až 50 cm v množstve 70–80 % a ojedinelé angulárne fragmenty sklovitého andezitu vo svetlohnedom alebo červenkastom, mierne spečenom matrice piesčitého vzhľadu; 2. drobnoulomkovitý pyroklastický prúd juhovýchodne od Bralovej skaly, ktorý tvoria prevažne deformované fragmenty andezitovej pemzy veľkosti do 10 cm a sporadické angulárne fragmenty sklovitého andezitu v tufovo-detritickom matrice s podstaným zastúpením pemzy a tufovej substancie. Spekanie je pomerne intenzívne a viedlo až k miernej deformácii (splošteniu) pemzových fragmentov.

Vo flochovskej formácii sa uloženie pyroklastických prúdov nevyskytujú. Sú však prítomné v breznickom komplexe. Reprezentuje ich chaotická brekcia tvorená angulárnymi až sférickými fragmentmi celistvého sivého až hnedého a pórovitého svetlého hruboporfýrického pyroxenického andezitu s akcesorickým amfibolom veľkosti maximálne až 1 m, priemerne okolo 5–10 cm, v množstve 50 až 70 % a polygonálnymi fragmentmi tmavého sklovitého andezitu veľkosti do 30 cm v množstve 10–20 % vo svetlom, mierne spekanom tufovom matrice s drobnými napenenými úlomkami.

## **105 nerozčlenený komplex pyroklastických brekcií, aglomerátov, tufov a tenkých lávových prúdov (vulkanický kužeľ)**

V zasutinených častiach centrálnej zóny flochovskej formácie nemožno vyčleniť drobné lávové prúdy a pyroklastiká, a preto sú na mape znázornené ako nerozčlenený komplex tenkých zbrekčovatených prúdov vulkanských brekcií, aglomerátov a tufov. V reze sme ho hypoteticky rozčlenili. Jednotlivé lávové prúdy majú hrúbku od 2 do 10 m, sú pórovité až vezikulované, intenzívne zbrekčovatené. Tuфы a aglomeráty vytvárajú reliktu vulkanického kužeľa s periklinálnym uložením. Miestami sú zvrstvené, prevažne sú však netriedené, len s náznakmi primárneho sklonu. Materiál tvoria tmavé a červenkasté pórovité až napenené andezity, pri jemnejších typoch aj žltá pemza.



## 104 hrubé pyroklastické (kráterové) brekcie

Vystupujú v centre rematskej formácie (vulkánu) v oblasti Kozích chrbtov. Brekcie sú chaotické a blokové, s angulárnymi fragmentmi celistvých a sférickými fragmentmi pórovitých tmavých sklovitých andezitov veľkosti do 1 m, v priemere okolo 10 cm, v množstve 60–90 %. Zrornosť a zastúpenie fragmentov je premenlivé. V niektorých častiach sú uchované procesy trieštenia fragmentov vznikom matrixu pozdĺž nepravidelnej siete trhlín. Matrix predstavuje mierne spekaný netriedený drobný andezitový detrit, časté sú aj červenkasté úlomky.

### *Lávové prúdy*

Lávové prúdy a ich brekcie predstavujú asi 50–60 % rematskej a flochovskej formácie. V centrálnej zóne sú tenké a silno zbrekčovatené, malého rozsahu. Tvoria ich doskovitý celistvý andezit a červené troskovité lávové brekcie, ktoré zvyčajne nad andezitom prevládajú. Lávové prúdy prechodnej zóny a breznického komplexu sú hrubšie (do 100 m), rozsiahlejšie, s menším zastúpením lávových brekcií troskového až blokového typu. Z petrografického hľadiska vyčleňujeme:

## 103 lávové prúdy amfibolicko-pyroxenických andezitov a ich brekcie

Tieto andezity vykazujú istú variabilitu. Prúdy flochovskej formácie pri Hornej Štubni sú stredozrnné hyperstenicko-amfibolické andezity s výrastlicami amfibolu, menej hyperstenu a plagioklasu v pilotaxitickej alebo hyalopilitickej základnej hmote. Časté sú prejavy hematizácie. Strednoporfyrický amfibolicko-pyroxenický andezit Vysokej v rematskej formácii sa viac podobá pyroxenickým andezitom, obsah hnedého opacitizovaného amfibolu je len okolo 2 %. Štruktúra základnej hmoty je premenlivá, najčastejšie pilotaxitická, mikrolitická alebo hyalopilitická. Podobné parametre má aj amfibolicko-pyroxenický andezit v breznickom komplexe.

## 102 lávové prúdy leukokratických pyroxenických andezitov a ich brekcie

Vystupujú v juhovýchodnom sektore flochovskej formácie, v jej hornej časti. Tvoria ich doskovitý, výrazne laminovaný andezit, v hornej časti s prechodom do tmavej alebo červenkastej troskovitej brekcie. Hrúbka jednotlivých lávových prúdov nepresahuje 30 m. Z petrografického hľadiska ide o andezit s výrastlicami plagioklasu ( $An_{70-80}$ , 1–3 mm, 20–25 %) a oboch pyroxénov (0,5–1,5 mm, 1–2 %) v základnej hmote pilotaxitickej až trachytickej štruktúry.

## 101 lávové prúdy hyperstenických andezitov a ich brekcie

Lávové prúdy tohto zloženia vystupujú v spodnej časti flochovskej formácie. Andezity sú pomerne hrubozrnné (2–4 mm), tvorené výrastlicami plagioklasu, hyperstenu a akcesorického augitu v základnej hmote mikrolitickej, pilotaxitickej alebo hyalopilitickej štruktúry.

## 100 lávové prúdy pyroxenických andezitov a ich brekcie

Sú dominantným typom v rematskej aj flochovskej formácii, v breznickom komplexe vystupujú v jeho vrchnej časti. V centrálnej zóne sú relatívne tenké a intenzívne zbrekciovatené, zatiaľ čo v proximálnej zóne dosahujú hrúbku až 60 m s relatívne menším zastúpením brekcií. Spodná časť lávových prúdov je zvyčajne masívna, doskovitej až blokovej odľučnosti, s prechodmi do mierne pórovitého andezitu vo vyššej časti prúdu. Lávové brekcie predstavujúce 30 až 70 % prúdu sú troskovité až blokové, s fragmentmi pórovitej lávy veľkosti do 50 cm, v priemere 5–10 cm, v červenkastom pórovitom a drvenom lávovom matrixe. V tenkých lávových prúdoch vulkanického kužeľa sú brekcie skôr troskovité, v hrubších lávových prúdoch proximálnej zóny sú brekcie skôr blokové.

Z petrografického hľadiska ide o variabilnú skupinu hornín. Výrastlice tvoria plagioklas ( $An_{55-70}$ , 1–2 mm, okolo 30 %), augit (do 2 mm, 4–9 %), hypersten (do 2 mm, 3–9 %) a akcesorický iddingsitizovaný olivín a hnedý amfíbol. Základná hmota má hyalopilitickú, pilotaxitickú alebo mikrolitickú štruktúru. Podľa relatívneho zastúpenia výrastlíc môžeme rozlíšiť: 1. prevládajúce *augiticko-hyperstenické andezity*, 2. *hyperstenické andezity s akcesorickým augitom* a 3. menej zastúpené *hyperstenicko-augitické andezity*, ojedinele aj s akcesorickým olivínom či amfíbolom.

## 99 dajky: a) pyroxenického andezitu, b) amfibolicko-pyroxenického andezitu

Dajky sú ojedinelým zjavom. Len jedna radiálna dajka pyroxenického andezitu bola identifikovaná v centre flochovskej formácie. Ojedinelá, relatívne tenká dajka amfibolicko-pyroxenického andezitu severo-južného smeru vystupuje v prostredí sitnianskeho andezitu západne od Hronskej Dúbravy.

## Sedimenty spodného sarmatu

Vystupujú v Turčianskej a Žiarskej kotline, ich prítomnosť vo Zvolenskej kotline je problematická. Zastupujú ich zelenkavé až sivé ílovce a siltovce s polohami pieskocov.

Súvrstvia tohto typu boli prevítané v Turčianskej kotline vrtom GHŠ-1 (Gašparik et al., 1974), v Žiarskej kotline vrtom Kríž-1 (Pulec, 1966) a v južnej časti Kremnických vrchov vrtom FŽB-1 (Forgáč et al., 1972). Priradenie k spodnému sarmatu sedimentov v intervale 250–600 m vrtu JP-1 (Gašparik a Pulec et al., 1980) považujeme napriek palynologickým údajom za problematické, pretože v ich nadloží sú horniny turčeckej formácie s predpokladaným vrchnobádenským vekom.

V súvrstviach prevládajú zelenkavé až sivé, často laminované ílovce a siltovcce s variabilným zastúpením polôh a horizontov jemných až hrubých pieskovcov, ojedinele aj drobných štrkov. Materiál sedimentov je zmiešaný – prevažne nevulkanický, pochádzajúci najmä z kryštalínika (granity, ruly, kremeň, živce, sludy), menej z mezozoika (vápence a dolomity). Vulkanický materiál je prítomný ako prímes v konglomerátoch a pieskovcoch, respektíve ako tufitické polohy s prímесou pyroklastického materiálu vo forme drobnej pemzy či tufovej substancie. Variabilne môžu byť prítomné aj vložky epiklastických vulkanických pieskovcov a drobných konglomerátov či brekcií reprezentujúce distálnu fáciu kontemporálnych vulkanitov alebo redepozíciu materiálu z vulkanitov spodného sarmatu. Hrúbka sedimentov spodného sarmatu dosahuje v priľahlých kotlinách až niekoľko sto metrov.

#### STREDNÝ AŽ VRCHNÝ SARMAT

Toto obdobie je vo vulkanitoch Kremnických vrchov zastúpené sielnicou a turovskou formáciou. Nemôžeme apriori vylúčiť isté prekrytie s aktivitou ryolitov jastrabskej formácie, hoci geologické vzťahy takúto možnosť nenaznačujú. V priľahlých kotlinách tomuto obdobiu zodpovedajú buď distálne fácie uvedených formácií (Zvolenská kotlina), alebo vulkanosedimentárne súvrstvia ílovcov a pieskovcov.

#### Sielnická formácia

Konečný et al. (1983) vyčlenili ako sielnicú formáciu súbor lávových prúdov, pyroklastických prúdov, svetlých epiklastík amfibolicko-pyroxenických andezitov s vysokým obsahom pemzy a vulkanosedimentárnych hornín v jv. časti Kremnických vrchov, v nadloží zlatostudnianskej formácie a v podloží turovej formácie. Hrúbka formácie dosahuje až 300 m. Južným smerom sa formácia vyklíňuje na povrchu breznického komplexu uklonenom na sever.

Stredno- až vrchnosarmatsky vek sielnickej formácie vyplýva zo superpozície nad spodnosarmatským breznickým komplexom, z palynologických údajov



z vrto v P-2, P-14 a P-15 pri Sielnici a Badíne (Konečný et al., 1983) a z výsledkov rádiometrického datovania na 12,2–12,7 Ma (Repčok, 1982). Jastrabskú formáciu v Žiarskej kotline považujeme za mladšiu, pretože vystupuje v grabene, ktorého okrajové zlomy porušujú horniny sielnickej formácie.

Najkompletnejší litologický sled vykazuje formácia v okolí Železnej Breznice, kde odspodu hore pozorujeme nasledujúce členy: 1. tufitické ílovce a siltovce s polohami pieskocov, 2. epiklastické vulkanické konglomeráty s polohami pieskocov, redeponovaných tufov a ojedinele aj štrkov s nevulkanickým materiálom, 3. lávové prúdy biotiticko-amfibolicko-pyroxenických andezitov, 4. drobné epiklastické vulkanické brekcie, konglomeráty a pieskovce, 5. uloženi pyroklastických prúdov (dve hrubé polohy oddelené epiklastikami), 6. rôzne epiklastiká. Na plošine južne a východne od Železnej Breznice je formácia značne denudovaná a zastúpená len spodnými členmi. Jedno z vulkanických centier formácie zrejme predstavuje extruzívne teleso biotiticko-amfibolicko-pyroxenického andezitu západne od Turovej. Západným smerom sa pyroklastické prúdy vyklíňujú a v stavbe formácie prevládajú rozličné epiklastiká. V severnej časti formácie pozorujeme len nepravidelne sa striedajúce polohy epiklastických vulkanických brekcií, konglomerátov a pieskocov, len ojedinele sa vyskytujú aj uloženi pyroklastického prúdu. Vo východnej časti formáciu tvoria prevažne drobné brekcie, konglomeráty a pieskovce, s výnimkou laharu v Kováčovskej doline. Vrty pri Badíne a Sielnici indikujú prechod do vulkanosedimentárnej výplne Zvolenskej kotliny (Lexa et al., 1983). V okolí Železnej Breznice a Turovej je formácia narušená rozsiahlym zosúvaním, ktoré je podmienené horizontom tufitických ílovcov a siltovcov na báze formácie.

## **97 tufitické sedimenty s polohami štrkov s nevulkanickým materiálom**

Uvedené sedimenty vytvárajú hrubšie samostatné polohy len v širšom okolí Železnej Breznice. Okrem štrkov a konglomerátov s oválnymi až dokonale oválnymi obliakmi veľkosti maximálne 20 cm, priemerne 2–5 cm, súzastúpené obliaky kremeňa, kremencov, vápencov, dolomitov, žuly, migmatitov, rúl, amfibolitov, paleogénnych zlepcov a andezitov. Prítomné sú aj vložky sľudnatých pieskocov, tufitických pieskocov, siltovcov a ílovcov. Pomer štrkov a jemnejších sedimentov je premenlivý. Sedimenty majú dominantne fluválny charakter.

## **96 tufitické siltovce a ílovce s polohami pieskocov**

Tufitické ílovce a siltovce s polohami pieskocov vystupujú na báze formácie v okolí Železnej Breznice a Turovej v hrúbke do 100 m. Prítomné sú zelenkavé až tmavé tufitické ílovce a siltovce, niekedy s úlomkami uhlia, jemné sľudnaté

pieskovce, tuftické pieskovce s pemzou, redeponované tufy, redeponované pemzové tufy s materiálom pyroxenicko-amfibolických andezitov s biotitom a ojedinele tenké vložky piesčitých štrkov s obliakmi kremeňa, kremencov, kryštalinika, mezozoika a vulkanitov. V okolí Turovej vystupuje niekoľko polôh uhoľných ílovcov s tenkými slojčkami lignitu (Ďapák, 1979) a niekoľko tenkých polôh diatomitov. Pri Železnej Breznici je známy výskyt sedimentárnych limonitov, železitých opálov a limnokvarcitu. Na ukladanie sedimentov predpokladáme variabilne fluviálne, lakustrické a limnické prostredie.

#### **95 epiklastické vulkanické pieskovce s polohami redeponovaných tufov**

Epiklastické vulkanické pieskovce vystupujú najmä vo forme tenkých polôh a šošoviek spolu s hrubými epiklastikami. Na mapovanom území vytvárajú samostatne mapovateľný horizont v hrúbke 5–10 m západne od Železnej Breznice. Pieskovce sú jemné až hrubé, slabo až dobre triedené, zvrstvené, niekedy nadobúdajú lavicovitý charakter. V polohách hrubých pieskovcov sa zvyčajne vyskytujú aj drobné úlomky andezitov veľkosti do 2 cm v množstve do 5–10 %. Ojedinele sú prítomné aj vložky drobných epiklastických vulkanických brekcií. Slabšie triedené pieskovce obsahujú drobnú pemzu a jemnejšiu tufovú substanciu, ktorá v niektorých polohách prevláda nad epiklastickým materiálom a pieskovce prechádzajú do redeponovaných tufov.

#### **94 epiklastické vulkanické konglomeráty**

Epiklastické vulkanické konglomeráty na mapovanom území vystupujú len východne od Železnej Breznice medzi epiklastickými vulkanickými brekciami a uloženinami pyroklastických prúdov. Tvoria ich subangulárne až oválne obliaky celistvých, menej pórovitých pyroxenicko-amfibolických andezitov ± biotit, amfibolicko-pyroxenických andezitov a pyroxenických andezitov veľkosti 2 až 30 cm (ojedinele aj viac) v hrubopiesčitom netriedenom matrixe. Polohy konglomerátov sú výrazne zvrstvené, triedené, s nepravidelným striedaním polôh rôznej zrnitosti, s polohami hrubých pieskovcov. Vrstvy sú šošovkovité, laterálne nestále. Epiklastické vulkanické konglomeráty predstavujú uloženiny občasných tokov – najmä úlomkových a hyperkoncentrovaných prúdov.

#### **93 prevažne drobné epiklastické vulkanické brekcie s polohami pieskovcov a redeponovaných tufov**

Drobné epiklastické vulkanické brekcie a hrubé pieskovce vystupujú ako vložky v hrubších epiklastikách. Samostatne mapovateľné polohy vytvárajú len v širšom okolí Železnej Breznice v južnej časti formácie. Ide o výrazne zvrst-

vené, niekedy až lavicovité uloženiny, zložením obdobné opísaným hrubším epiklastikám, prevládajú však brekcie s fragmentmi veľkosti 1–2 cm, maximálne do 10 cm. Netriedené hrubé pieskovce bohaté na pemzu a tufovú substanciu predstavujú až 50 % objemu. Hrúbka jednotlivých polôh je od 5 do 50 cm, zriedkavo až 1 m. Ojedinele sa vyskytujú aj vložky hrubších brekcií.

## **92b hrubé až drobné epiklastické vulkanické brekcie**

Epiklastické vulkanické brekcie sú najrozšírenejším typom uloženín v západnej časti formácie. Ide o hrubo zvrstvené, slabo triedené brekcie variabilnej zrnitosti s angulárnymi až subangulárnymi fragmentmi prevažne sivých až svetlých pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov. Charakteristická je najmä prítomnosť svetlých, silno pórovitých amfibolicko-pyroxenických andezitov a pemzy v matrice. Hrúbka jednotlivých polôh kolíše od 0,1 po 3 m, pričom je úmerná zrnitosti, ktorá sa pohybuje od 0,5 do 2 cm pri drobných brekciách až po 20–100 cm pri hrubých brekciách. Ojedinele pozorujeme vložky a polohy slabo triedených hrubých pieskovcov. Pomerne často sa vyskytujú aj brekcie s malým zastúpením fragmentov v prevládajúcom netriedenom tufovo-piesčitom matrice s drobnou pemzou. Epiklastické vulkanické brekcie predstavujú prevažne uloženiny úlomkových a hyperkoncentrovaných prúdov, v menšej miere aj laharov.

## **92a hrubé až blokové epiklastické vulkanické brekcie**

Idé najmä o uloženiny laharov, ktoré vystupujú v spodnej časti formácie severne od Turovej a v Kováčovskej doline. Chaotické blokové brekcie tu vytvárajú horizont s hrúbkou až 50 m. Lahar severne od Turovej tvoria angulárne až subangulárne fragmenty rozličných pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov, prevažne svetlo- až tmavosivých celistvých, menej svetlých až červenkastých pórovitých. Veľkosť fragmentov je maximálne 1 m, ojedinele aj viac, v priemere okolo 10–20 cm. Obsah fragmentov je 50–70 %. Matrix je svetlý až hnedastý, netriedený, tufovo-piesčitý, s drobnou pemzou a úlomkami andezitov. Charakteristická je podporná textúra a podstatné zastúpenie jemnej tufovej a ílovej substancie v matrice. Lahar v Kováčovskej doline je podobný, v niektorých častiach je však jemnejší a obsahuje aj suboválne fragmenty.

## **91 pemzové tufy amfibolicko-pyroxenických andezitov**

Redeponované tufy a pemzové tufy v samostatne mapovateľných polohách vystupujú len na báze formácie v jej západnej časti nad Ihráčskou dolinou. Redeponované tufy sú hrubo zvrstvené a prevažne slabo triedené. Pemzové tufy so



zrornosťou 0,5–2 cm vytvárajú hrubšie, niekedy lavicovité polohy medzi netriedenými tufmi so zrornosťou 1–5 mm. Tufy aj pemzové tufy majú piesčitú prímes, v pemzových tufoch sa často stretávame aj s drobnými úlomkami andezitov. Polohy tufov sa nepravidelne striedajú s polohami slabo triedených epiklastických vulkanických pieskovecov, niekedy s rozptýlenou pemzou a s hrubšími polohami drobných epiklastických vulkanických brekcií, pre ktoré je charakteristický vysoký podiel netriedeného matrixu s rozptýlenou pemzou. Redepozované tufy a asociujúce pieskovece a brekcie predstavujú prevažne uloženiny bahenných a úlomkových prúdov.

## 90 pyroklastické prúdy amfibolicko-pyroxenických andezitov

Vystupujú v dvoch až troch horizontoch v okolí Železnej Breznice a Trnía. O niečo tenší pyroklastický prúd je západne a severozápadne od Badína. Jednotlivé pyroklastické prúdy hrúbky 20–50 m vystupujú v komplexe epiklastík, s ktorým sa striedajú.

Uloženiny pyroklastických prúdov sielnickej formácie sú reprezentované chaotickými blokovými brekciami s angulárnymi fragmentmi celistvých sivých až tmavých andezitov (10–30 %) a angulárnymi až sférickými fragmentmi svetlých, ružových, prípadne hnedých či sivých pórovitých až napenených andezitov (20–30 %) v kompaktnom sivom, niekedy ružovkastom matrixe, tvorenom netriedeným drobným detritom napenených andezitov, pemzy a mierne argilitizovanou tufovou substanciou. Intenzívnejšie spekanie sa prejavuje homogenizáciou matrixu. Veľkosť fragmentov je pri jednotlivých pyroklastických prúdoch variabilná, ich maximálny rozmer sa pohybuje v rozmedzí 30 až 100 cm, priemerný rozmer v rozmedzí 5–15 cm.

Z petrografického hľadiska môžeme rozlíšiť pyroklastické prúdy pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických až biotiticko-amfibolicko-pyroxenických andezitov. Materiál pyroxenických andezitov tvorí spodný pyroklastický prúd severne a západne od Železnej Breznice. Ide o augiticko-hyperstenické až hyperstenicko-augitické andezity s výrastlicami plagioklasu ( $An_{60-65}$ , 0,2–2 mm, 20 až 30 %), hyperstenu (0,2–2 mm, 1–8 %) a augitu (0,2–2,5 mm, 5–8 %) v základnej hmote sklovitej, hyalopilitickej, prípadne mikrolitickej štruktúry. Prítomná je aj pemza týchto andezitov.

Materiál amfibolicko-pyroxenických až biotiticko-amfibolicko-pyroxenických andezitov tvorí vrchný pyroklastický prúd v okolí Železnej Breznice a Trnía. Ide o andezity s výrastlicami plagioklasu ( $An_{50-60}$ , 0,2–2 mm, 30 %), hyperstenu (do 1,5 mm, 2–3 %), augitu (do 0,5 mm, 1–2 %), amfibolu (do 2 mm, 2–5 %) a biotitu (do 1 mm, 0–1 %) v základnej hmote hyalopilitickej štruktúry.

## 89 lávové prúdy biotiticko-amfibolicko-pyroxenického andezitu a ich brekcie

Lávové prúdy vystupujú v spodnej časti formácie v okolí Turovej, Trnía, Železnej Breznice a juhovýchodne od Jastrabej. Prúd severozápadne od Turovej v svojej južnej časti nadväzuje na ďalej opísané extruzívne teleso, prúdy v okolí Železnej Breznice vystupujú samostatne. Južne a juhozápadne od Železnej Breznice vystupujú lávové prúdy v zosuvných blokoch šmýkajúcich sa na podložných tuftických ílovcoch a siltovcoch.

Lávové prúdy hrúbky 30–100 m tvoria masívny andezit nepravidelnej blokovitej, miestami aj doskovitej odlučnosti, na báze aj vrchu s prechodmi do pórovitých blokových lávových brekcií. Najmä v častiach so zvýšenou pórovitosťou a v horných brekciách pozorujeme zhnednutie v dôsledku oxidácie (opacitizácia hematitom). Bazálne brekcie sú niekedy sklovité. Blokové lávové brekcie sú tvorené pórovitými až napenenými fragmentmi sivohnedého až svetlého andezitu veľkosti do 1 m so znakmi trieštenia a rozpadu v svetlejšom drvenom matrice postihnutom oxidáciou a vybielovaním.

Z petrografického hľadiska rozlišujeme dve variety andezitov: *Pyroxenicko-amfibolický andezit* s akcesorickým biotitom tvoria výrastlice plagioklasu ( $An_{55-65}$ , 1–5 mm, 15–25 %), hyperstenu (0,5–1,5 mm, 1–3 %), augitu (do 1 mm, 1–3 %), opacitizovaného amfibolu (0,2–4 mm, 5–8 %) a ojedinelého biotitu (do 1 mm) v sklovitej, hyalopilitickej alebo felzitickej základnej hmote, niekedy opacitizovanej hematitom (pri pórovitých varietách a brekciách). *Biotiticko-amfibolicko-pyroxenický andezit* tvoria výrastlice plagioklasu ( $An_{50-55}$ , 1–5 mm, 20–30 %), hyperstenu (0,2–1,5 mm, 1–3 %), augitu (0,2–1 mm, 1–2 %), amfibolu (0,2 až 2 mm, 3–9 %) a biotitu (0,2–2 mm, 0,5–2 %) v sklovitej alebo hyalopilitickej základnej hmote, pri pórovitých andezitoch a brekciách variabilne opacitizovanej hematitom.

## 88 extrúzia biotiticko-amfibolicko-pyroxenického andezitu a jej brekcie

Extrúzia vystupuje západne od Turovej. Extruzívne teleso je bočníkového tvaru s priemerom okolo 1 km. Jeho koreňová časť prerážajúca cez tuftické ílovce, siltovce a pieskovce bazálnej časti sielnickej formácie je odkrytá v hlbokom záreze Trňanského potoka. V priečnom reze telesa tu pozorujeme v strednej časti mierne autometamorfovaný andezit blokovej odlučnosti, smerom k okrajom prechádzajúci do blokového až doskovitého andezitu s náznakmi fluidality so sklonmi 70–50° k stredu telesa. Celkom pri okraji telesa je zóna sklovitých extruzívnych brekcií hyaloklastitového typu, ktoré čiastočne prenikajú do prerážaných sedimentov vytvárajúc brekciu peperitového typu. Okraje extruzívneho telesa sú preklopené cez uvedené sedimenty a nadobúdajú charakter hrubého lávového prúdu, ktorý možno sledovať južným, ale najmä severným smerom.

Extrúziu tvorí stredno- až hruboporfyrický biotiticko-amfibolicko-pyroxenický andezit. Výrastlice tvorí plagioklas ( $An_{50-56}$ , 0,5–4 mm, 20–25 %), hypersten (0,2–3 mm, 2–5 %), augit (0,2–2 mm, 2–4 %), amfibol (1–4 mm, 2 až 8 %), biotit (0,2–2 mm, 0,5–2 %) a ojedinelý kremeň (do 0,5 mm). Základná hmota má premenlivú štruktúru: pri okrajoch telesa je sklovitá, smerom dovnútra postupne prechádza do sféroliticko-hyalopilitickej a felziticko-mikrolitickej.

## Turovská formácia

Konečný et al. (1983) vyčleňujú ako turovskú formáciu súbor nekov, lávových prúdov, pyroklastických prúdov, autochtónnych a redeponovaných pyroklastík a epiklastík prevažne tmavých pyroxenických andezitov v nadloží sielnickej formácie v juhovýchodnej časti Kremnických vrchov.

V území medzi Jastrabou a Železnou Breznicou buduje turovská formácia v hrúbke 100–150 m hrebeňové časti masívu Budinej. V spodnej časti formácie vystupujú v hrúbke 10–50 m epiklastické vulkanické pieskovce s polohami redeponovaných tufov a drobných brekcií alebo epiklastické vulkanické brekcie s polohami redeponovaných tufov a aglomerátov. Vyššie formáciu budujú lávové prúdy pyroxenických andezitov, miestami oddelených horizontom epiklastických vulkanických pieskovcov a redeponovaných tufov. V okolí Turovej boli identifikované neky pyroxenických andezitov a na báze formácie sú prítomné v hrúbke do 40 m uloženiny pyroklastického prúdu. Vyššie v hrúbke 20–60 m vystupujú epiklastické vulkanické pieskovce, konglomeráty a brekcie s polohami redeponovaných tufov a aglomerátov.

V strednej časti formáciu budujú epiklastické vulkanické pieskovce a redeponované tufy v nadloží s epiklastickými vulkanickými brekciami a redeponovanými tufmi. Pozdĺž okraja Zvolenskej kotliny formáciu budujú naspodu jemnejšie triedené epiklastické vulkanické pieskovce a redeponované tufy, vyššie početné polohy epiklastických vulkanických konglomerátov a pieskovcov, naznačujúce prechod do vulkanosedimentárneho súvrstvia Zvolenskej kotliny. Výnimkou sú pyroklastické prúdy pri Badíne. V samotnej Zvolenskej kotline formáciu reprezentujú najmä jemnozrné epiklastické vulkanické pieskovce a redeponované tufy s polohami tufitických siltovcov.

Stratigrafická pozícia turovskej formácie nie je priamo určená. Superpozícia nad sielnickou formáciou a vzťah k okrajovým zlomom grabenu Žiarskej kotliny kladie turovskú formáciu do intervalu stredný až vrchný sarmat, pred ryolitové vulkanity jastrabskej formácie. K/Ar datovanie celohorninových vzoriek z lokalít pri Turovej a Badíne poskytlo vek v intervale 9,0–11,0 Ma (Kantor et al., 1990) s priemerom okolo 10,0 Ma. Takéto výsledky nie sú v súlade s relatívnym vekom vo vzťahu k jastrabskej formácii, ktorej rádiometrický vek je v intervale 12,9 až 10,7 Ma (pozri ďalej).



## **87 vytriedené jemné až hrubé epiklastické vulkanické pieskovce s polohami redeponovaných tufov a siltovcov**

Vystupujú v spodnej časti formácie v okolí Kováčovej a Sielnice a naznačujú prechod do vulkanosedimentov Zvolenskej kotliny. Od pieskocov a redeponovaných tufov opísaných ďalej sa líšia dokonalejším triedením a zvrstvením, celkove jemnejším materiálom a prítomnosťou vložiek a lamín siltovcov. Popri triedených typoch pieskocov pozorujeme aj lavicovité, slabšie triedené pieskovce a redeponované tufy, indikujúce masový transport hyperkoncentrovanými prúdmi.

## **86 epiklastické vulkanické pieskovce a redeponované tufy**

Vystupujú najmä v spodnej časti formácie v celom jej rozsahu. Ide o nepravidelne sa striedajúce, 1–25 cm hrubé vrstvy a polohy mierne až dobre triedených, stredno- až hrubozrnných tmavých epiklastických vulkanických pieskocov (niekedy s roztrúsenou pemzou a červenými pórovitými andezitmi) a žltých redeponovaných tufov a pemzových tufov s drobnými úlomkami tmavých a červených pórovitých andezitov. Ojedinele sú prítomné hrubozrnné polohy s pestrým zložením tmavých, hnedých a červených andezitov a žltej pemzy. V pieskococh prevláda materiál pyroxenických andezitov s hyalopilitickou alebo sklovitou, niekedy opacitizovanou základnou hmotou nad materiálom andezitov s pilotaxitickou alebo mikrolitickou základnou hmotou. Pemza a tufová substancia sú často argilitizované.

## **85 epiklastické vulkanické konglomeráty s polohami redeponovaných tufov**

Vystupujú vo vrchnej časti formácie v okolí Turovej, Sielnice a Badína. Vytvárajú tu jednak hrubšie samostatné horizonty (vyznačené na mape), jednak tenké nesúvislé horizonty v ďalej uvedených brekciách. Konglomeráty sa od brekcií líšia opracovaním fragmentov (subangulárne až oválne), lepším triedením a výraznejším zvrstvením. Vystupujú spravidla spolu s vložkami a polohami hrubých pieskocov, pieskocov s rozptýlenou pemzou a redeponovaných tufov, s ktorými sa nepravidelne striedajú. Veľkosť obliakov, ako aj zrornosť konglomerátov je značne variabilná, priemerne je 10–20 cm, maximálne až 0,5 m (na druhej strane pozorujeme aj prechody do hrubých pieskocov s drobnými obliakmi).

## **84 prevažne drobné epiklastické vulkanické brekie a pieskovce s polohami redeponovaných tufov**

Od ďalej opísanej fácie sa líšia podstatným zastúpením polôh drobných brekcií hrúbky 10–50 cm, ojedinele aj viac, ktoré sú tvorené angulárnymi až suban-

gulárnymi fragmentmi veľkosti 1–10 cm v netriedenom hrubopiesčitom matrice s žltou a hnedou pemzou. Fragments vytvára variabilne tmavý celistvý, tmavý vezikulovaný a červený vezikulovaný až napenený (troskovitý) pyroxenický andezit.

### **83 epiklastické vulkanické brekcie s polohami redeponovaných tufov a aglomerátov**

Vystupujú vo vyšších častiach formácie. Ide o nepravidelne až šošovkovito zvrstvené, hrubé až drobné epiklastické vulkanické brekcie s vložkami a polohami mierne až dobre triedených tmavých pieskovcov, pieskovcov s pemzou, redeponovaných tufov a redeponovaných pemzových tufov. Materiál brekcií reprezentujú angulárne až subangulárne (ojedinele aj suboválne) fragmenty sivých celistvých andezitov, tmavých sklovitých andezitov, tmavých a červenkastých pórovitých andezitov veľkosti priemerne 2–10 cm, maximálne až 50 cm, v množstve 20–80 %. Zrornosť a zastúpenie fragmentov v jednotlivých polohách je značne variabilné. Matrix je mierne triedený, hrubopiesčitý, často s drobnou pemzou, celkove tmavej, hnedej či sivej farby. Brekcie, ako aj redeponované tufy a aglomeráty predstavujú uloženiny úlomkových a hyperkoncentrovaných prúdov na výplavových (aluviálnych či proluviálnych) kužeľoch.

Z petrografického hľadiska ide o materiál jemno- a strednozrnných augiticko-hyperstenických andezitov, strednozrnných hyperstenicko-augitických andezitov a v menšej miere aj leukokratických andezitov a leukokratických bazaltických andezitov. Vývoj základnej hmoty andezitov je variabilne mikrolitický, pilotaxitický alebo hyalopilitický.

### **82 pyroklastické prúdy pyroxenických andezitov**

Vystupujú v okolí Turovej, Badína a Sielnickej Poľany. Hrubouľomkovitý pyroklastický prúd v okolí Turovej predstavuje relikty rozsiahlejšieho plošného pokrovu hrúbky 20–70 m. Tvoria ho angulárne fragmenty sivého až tmavého celistvého až pórovitého andezitu veľkosti do 50 cm, priemerne okolo 5 cm (60 až 70 %), a sporadicky fragmenty svetlejšieho napeneného andezitu (10 %) v svetlejšom spekanom matrice, v niektorých miestach mierne červenkastom. V podloží blokového pyroklastického prúdu miestami vystupuje len niekoľko metrov hrubá poloha bohatá na pemzu, zodpovedajúca iniciálnej explozívnejšej fáze vulkanickej erupcie. Z petrografického hľadiska ide o materiál hyperstenicko-augitického andezitu s hyalopilitickou až mikrolitickou základnou hmotou, niekedy slabo opacitizovanou, ktorý je obdobný andezitom nekov.

O niečo jemnejší je 10–20 m hrubý pyroklastický prúd západne od Badína. Tvoria ho nepravidelné až sférické fragmenty silno pórovitého tmavého pyro-

xenického andezitu veľkosti 1–10 cm (50 %) v sivom spekanom matrice. Ojedinele sú prítomné angulárne úlomky tmavého sklovitého andezitu. Z petrografického hľadiska ide o materiál augiticko-hyperstenického andezitu s hyalopilitickou základnou hmotou.

Severne od Badína vystupuje drobnúlomkový pyroklastický prúd s vysokým obsahom pemzy. Tvoria ho angulárne fragmenty tmavého sklovitého andezitu veľkosti do 5 cm (10 %), sférické fragmenty pórovitých sivých a červených andezitov veľkosti do 10 cm (20 %) a žltá až hnedá pemza veľkosti 1–2 cm (50 %) v mierne spekanom tufovom matrice s drobnými úlomkami andezitov a pemzy. Podobné, na pemzu bohaté polohy vystupujú pod pyroklastickým prúdom pri Turovej, ale pre malú hrúbku nie sú znázornené na mape.

Relikty pyroklastického prúdu pri Sielnickej Poľane reprezentuje spekaná chaotická troskovitá brekcia s fragmentmi veľkosti do 40 cm, priemerne okolo 5 cm. Materiál prináleží k leukokratnému andezitu s opacitizovanou sklovitou základnou hmotou.

## 81 lávové prúdy pyroxenických andezitov

Lávové prúdy vystupujú vo vrchnej časti formácie medzi Jastrabou a Železnou Breznicou, kde vytvárajú ploché chrbty Budinej. Ich morfológia a styk s podložím naznačujú, že prúdy vyplňali paleoúdolia orientované v smere SSV–JJZ.

Lávové prúdy tvorí prevažne masívny andezit doskovitej odlučnosti, menej andezit s nepravidelne blokovou odlučnosťou. Červené pórovité lávové brekcie vo vrchnej časti prúdov sú relatívne tenké a prakticky sme ich v odkryvoch nepozorovali. Charakteristické je vypaľovanie fosílnych pôdnych horizontov, prípadne tufov v podloží prúdov v hrúbke až 3 m. Z petrografického hľadiska sú lávové prúdy turovskej formácie tvorené augiticko-hyperstenickými až hyperstenicko-augitickými andezitmi. Výrastlice tvorí plagioklas ( $An_{60-80}$ , 20–30 %), hypersten (2–10 %), augit (2–8 %) a akcesorický titanomagnetit (do 0,5 mm). Základná hmota je v masívnych andezitoch mikrolitická alebo mikropoikilitická, v okrajových častiach a brekciách skôr pilotaxitická alebo hyalopilitická. Zrnitosť andezitov je variabilná, od strednozrnných (do 2 mm) až po hrubozrnné (do 4 mm) typy. Andezity nie sú premenené.

## 80 neky: a) lávové, b) explozívne

Vystupujú v širšom okolí Turovej v prostredí hornín sielnickej formácie a breznického komplexu. Vzhľadom na charakter výplne ich delíme na: 1. Lávové, 2. explozívne.

*Lávové neky* sú reprezentované dvoma telesami menších rozmerov (50 až 100 m) juhozápadne od Turovej. Tvorí ich tmavý, nepravidelne rozpukaný



andezit, pri okrajoch s prechodmi do úzkej zóny brekciácie. Z petrografického hľadiska ide o hyperstenicko-augitický andezit (porfýr?). Výrastlice tvorí plagioklas ( $An_{70-75}$ , 0,5–2mm, 25–30 %), hypersten (do 1,5 mm, 2–3 %), augit (do 4 mm, 6–7 %) a ojedinelý titanomagnetit (do 0,2 mm). Základná hmota je holokryštalická – zrnito-mikrolitická.

*Explozívne neky* vystupujú v Turovej a pri Trní a s najväčšou pravdepodobnosťou predstavujú centrá explozívnej aktivity, ktorá vyprodukovala pyroklastické prúdy v okolí Turovej. Erozívne vypreparovaný nek v Turovej s priemerom 60–80 m tvorí typická komínová brekcia. V chaotickej brekcii, miestami so stopami po triešení, možno pozorovať vertikálne zóny s rôznym stupňom dezintegrácie, pri okrajoch pozorujeme uzavreté kusy tufitických sedimentov z okolia. Prítomné sú angulárne fragmenty celistvého tmavého andezitu veľkosti do 100 cm, priemerne okolo 30 cm (60 %), a sférické fragmenty pórovitého červenkastého andezitu s troskovitým povrchom veľkosti do 50 cm, v priemere okolo 10 cm (20 %). Matrix brekcie, svetlý pri okrajoch neku a červenkastý v jeho centre, je tvorený spekaným andezitovým detritom s tufovou zložkou a niekedy aj drobnou premzou. V bezprostrednom okolí neku vystupujú chaotické pyroklastiká bez znakov uloženia, tvorené bombami a lapilami tmavého napeneného andezitu (10 %), angulárnymi úlomkami celistvých andezitov (10 až 20 %) a svetlou pemzou (50 %) v tufovom matrixe – pre malý rozsah nie sú vyznačené na mape.

Nek pri Trní nie je morfológicky nápadný, odkrytý je len v niekoľkých plošných odkryvoch a v záreze cesty pri v. okraji obce. Výplň je obdobná neku v Turovej. V tomto prípade však celkom nevyklúčujeme možnosť, že ide o relikt pyroklastického prúdu.

Z petrografického hľadiska explozívne neky tvorí taký istý hyperstenicko-augitický andezit ako lávové neky, základná hmota je však hyalopilitická alebo mikrolitická, pri červených pórovitých varietách mierne opacitizovaná hematitom.

## **Sedimenty stredného až vrchného sarmatu**

Vystupujú vo vrchnej časti výplne priľahlých kotlín v hrúbke až niekoľko sto metrov. Na povrch vychádzajú len v Žiarskej kotline severne od Jastrabej. Hranica medzi sedimentmi spodného sarmatu je nejasná. Vek súvrství je dobre doložený palynologickými rozbormi (Planderová in Konečný et al., 1983).

### **79 tufitické pieskovce, siltovce a ílovce**

Pieskovce s ílovcami a piesčité ílovce sú dominujúcou faciou v Turčianskej kotline. Sú zvrstvené, slabo až dobre triedené, tvorené nevulkanickým materiálom. Vulkanický materiál sa objavuje až vo vrchnej časti súvrstvia. Ojedinele sa

lom. Vulkanický materiál sa objavuje až vo vrchnej časti súvrstvia. Ojedinele sa vyskytujú tenké vložky štrkov. Ílovce tvorí prevažne illit, menej kaolinit a montmorillonit, ktorého podiel narastá v oblasti prítomnosti vulkanogénneho materiálu. Zo zrnitostného hľadiska ide prevažne o aleuritické pelity. Ílovce okrem vložiek v piesčitých súvrstviach vytvárajú aj hrubšie samostatné polohy.

V Žiarskej kotline prevládajú polymiktné pieskovce až drobné štrky, sľudnaté pieskovce a siltovce, zelenkavé až sivé ílovce, v menšej miere aj tufitické pieskovce až redeponované tufy. Podiel vulkanického a nevulkanického materiálu je premenlivý. Vulkanický materiál prináleží najmä k pyroxenickým a leukokratným andezitom. Pri Jastrabej sú v jemných pieskovcoch a ílovcoch vložky lignitového uhlia a diatomitov.

Vo Zvolenskej kotline sú sedimenty stredného a vrchného sarmatu vyvinuté len v jej strednej časti v okolí Sielnice, kde ich overili vrty P-2, P-14 a P-15 (Pulec, 1966; Lexa et al., 1983). Ílovito-piesčité sedimenty s polohami tmavých ílovcov a ojedinele aj lignitu sú tu prevrstvené s redeponovanými tufmi a epiklastickými vulkanickými pieskovcami distálnej zóny sielnickej formácie.

## **78 konglomeráty a pieskovce s nevulkanickým materiálom**

Vrt GHŠ-1 (Gašparik et al., 1974) overil v úrovni stredného až vrchného sarmatu aj konglomeráty a pieskovce s prevládajúcim žulovým materiálom. Ojedinele sú prítomné obliaky kremeňa, kremencov a karbonátov. Obliaky andezitov sa objavujú až vo vrchnej časti medzi horizontmi ryolitových tufov. Pieskovce prevládajú, štrkové a konglomerátové polohy sú pomerne tenké. Suboválne až dokonale oválne obliaky majú veľkosť prevažne 1–10 cm, len v spodnej časti sú hrubé konglomeratické polohy s obliakmi žúl veľkosti až 0,5 m. Miestami sa vyskytujú vložky jemnejších sedimentov.

## **VRCHNÝ SARMAT AŽ SPODNÝ PANÓN**

Do obdobia vrchného sarmatu až spodného panónu zaradíme produkty ryolitového vulkanizmu – jastrabskú formáciu – hoci výsledky rádiometrického datovania naznačujú možný skorší začiatok tohto vulkanizmu (pozri ďalej).

### **Jastrabská formácia**

Jastrabská formácia v hrúbke 100–300 m predstavuje vrchnú časť výplne Žiarskej kotliny, ako je definovaná geologicky (geograficky ide o súčasť Kremnických vrchov). Na východe siaha až po okrajové zlomy kotliny, na severe sa vyklíňuje na južných svahoch starších vulkanitov, prekrývajúc zlomy obmedzu-

júce samotnú kotlinu. Na západe a juhozápade je rozsah formácie na povrchu limitovaný zlomami a západne od nich je formácia už v podloží mladších panónskych sedimentov.

Vrchnosarmatský až spodnopanónsky vek formácie vyplýva z pozície nad sedimentmi stredného až vrchného sarmatu, z palynologických rozborov vzoriek z limnokvarcitov pri Starej Kremničke a ílovcov prevrstvených s redeponovanými ryolitovými tufmi sv. od Žiaru nad Hronom a vo vrtoch 642 a 643 s. od Lutily (Konečný et al., 1983) a rádiometrických údajov v rozpätí 12,9–10,7 Ma (Konečný et al., 1969; Repčok, 1981, 1982). Starší vek, indikujúci možný počiatok vulkanickej aktivity jastrabskej formácie už v strednom, alebo dokonca spodnom sarmate, bol na horninách jastrabskej formácie zistený len mimo územia Kremnických vrchov na samostatne vystupujúcich telesách.

V rámci formácie môžeme rozlíšiť tri vývojové štádiá s charakteristickým typom produktov. Za najstaršie považujeme telesá ryodacitov pri Slaskej a Bartošovej Lehôtky, zjavne viazané na severné okrajové zlomy Žiarskej kotliny. Východne od Bartošovej Lehôtky, severne od Jastrabej a pri Ihráči s nimi paralelizujeme horizont ryodacitových vulkanoklastík v bezprostrednom nadloží starších hornín a sarmatských sedimentov Žiarskej kotliny. Vo vrte Ja-610 v Jastrabej boli v hĺbke 103,0 m uvedené vulkanoklastiká datované na  $12,9 \pm 0,3$  Ma (Repčok, 1982).

Hlavnú masu jastrabskej formácie predstavujú extrúzie a vulkanoklastiká prevažne plagioklasových ryolitov. Budujú formáciu východne od Rudnice a spodnú časť formácie v poklesnutom bloku západne od Rudnice. Okrem dajok a extruzívnych telies s prechodmi do hrubých lávových prúdov, ktorých formou sa podrobne zaoberal Lexa (1971), podstatnú časť formácie predstavujú akumulácie vulkanoklastík, v rámci ktorých môžeme z genetického hľadiska vyčleniť tufy, lapilové tufy, aglomeráty, vulkánske brekcie, uloženiny pemzových prúdov, uloženiny pyroklastických prúdov typu Merapi, uloženiny freatických erupcií a prevládajúce redeponované pyroklastiká a epiklastiká – uloženiny laharov, občasných tokov a fluvialno-limnické uloženiny (Bezák a Lexa, 1983). Uvedené horniny prevažne nevytvárajú súvislejšie mapovateľné horizonty, a preto na mape vyčleňujeme horniny podľa prevládajúcich litologických typov. Do vulkanoklastík tohto horizontu intrudovali v mladšom období ložné telesá (lakolity) ryolitov – najmä v severnej časti formácie. Ich kupolovité časti sú zbrekčovatené a postihnuté procesmi silicifikácie a kaolinizácie, relikty tufov zachované v ich nadloží sú zeolitizované a kaolinizované. Uvedená situácia jednoznačne indikuje, že prejavy zeolitizácie a kaolinizácie v ryolitových tufoch sú geneticky späté s jednotlivými intruzívnymi telesami ryolitov, ako naznačili Šamajová a Kraus (1984).

Fragmenty ryolitov z vulkanoklastík tohto horizontu boli datované na  $12,2 \pm 0,5$  Ma vo vrte Ja-610 v Jastrabej (51,0 m – báza horizontu) a na



11,3 ± 0,4 Ma v lome pri Bartošovej Lehôtke (vrchná časť horizontu; Repčok, 1982).

K produktom najmladšieho štádia vývoja jastrabskej formácie počítame horizont redeponovaných tufov, tufitov, tufitických pieskovecov a ílovcov s polohami limnokvarcitov vo vrchnej časti formácie v poklesnutom bloku západne od Rudnice. Relatívne mladší vek tohto horizontu predpokladá aj Zuberec (1983). K tomuto štádiu vývoja zaraďujeme aj intrúzie v podložných vulkanoklastikách a nadložné lávové prúdy ryolitov so sanidínom. Mladší vek indikujú aj výsledky rádiometrického datovania – 10,9 ± 0,4 mil. rokov na lávovom prúde Dolnej Klapy (Repčok, 1982) a 10,7 ± 0,3 mil. rokov na telese južne od Starej Kremničky (Konečný et al., 1969).

V okolí Kremnice jastrabskú formáciu reprezentuje najmä roj dajok ryolitov, resp. granitových porfýrov, ktoré sledujú 1. žilný systém kremnického ložiska. Böhmer (1977) opísal zo štruktúrneho vrtu KŠ-1 v hlbšej úrovni 1. žilného systému mohutnejšie teleso granitového porfýru. Východne od Kremnice ryolity dosiahli zarovnaný povrch a vytvorili telesá typu extruzívnych dômov a lávových prúdov. Severne a severozápadne od Turčeka sú dva extruzívne dômy a viacero lávových prúdov ryolitov s predpokladaným centrom západne od Flochovej. Lávové prúdy sú sprevádzané aj výskytom epiklastík a redeponovaných tufov južne od Hornej Štubne, ktorých ekvivalentom sú polohy redeponovaných tufov a jemnozrnných epiklastík vo vrte GHŠ-1 (Gašparik et al., 1974; Lexa et al., 1982).

## **77 redeponované ryodacitové tufy a epiklastické vulkanické pieskovce**

Vystupujú pod podobnými horninami ryolitového zloženia severne od Jastrabej v celkovej hrúbke 20–40 m. Polohy redeponovaných tufov tvorí prevažne drobná pemza veľkosti 1–10 mm (podľa zrnitosti polohy), sporadicky úlomky sklovitého ryodacitu, jeho výrastlíc a úlomky starších amfibolicko-pyroxenických a biotiticko-amfibolických andezitov. V epiklastických vulkanických pieskovcoch je pemza v porovnaní s ostatnými úlomkami zastúpená nepatrne. Uvedené typy hornín sú pomerne dobre zvrstvené, triedené, striedajú sa polohy hrúbky 2–20 cm rôznej zrnitosti. V slabšie triedených polohách sa ojedinele vyskytujú aj väčšie subangulárne až suboválne fragmenty.

## **76 redeponované ryodacitové tufy a epiklastické vulkanické brekcie až konglomeráty**

Vystupujú v okolí Ihráča v celkovej hrúbke 20–40 m. Ide o súvrstvie triedených hrubých epiklastických vulkanických pieskovecov a redeponovaných tufov s šošovkami a polohami epiklastických vulkanických konglomerátov, s obliakmi

sklovitých a felzitických ryodacitov a starších andezitov veľkosti do 20 cm. Matrix konglomerátov, ako aj zvrstvené a triedené jemnejšie epiklastiká a redeponované tufy sú tvorené materiálom prevažne sklovitých ryodacitov s ryodacitovou pemzou. Celkove uloženie majú sklon 5–10° na juh až juhozápad a majú charakter uložení výplavového kužeľa.

## 75 extrúzie ryodacitov

Vystupujú pri Slaskej a Bartošovej Lehôtke s pravdepodobnou väzbou na okrajové zlomy Žiarskej kotliny. Teleso pri Slaskej je rozsiahle, predĺžené v smere V–Z, na severnej strane so strmým okrajom, naznačujúcim vzťah k zlomu toho istého smeru, ktorý vymedzuje zo severnej strany Žiarsku kotlinu. Tvorí ho masívny ryodacit nepravidelne blokovej odlučnosti, prevažne sivej, svetlej až fialovej farby v dôsledku autometamorfnej oxidácie tmavých minerálov a magnetitu. Pri okrajoch pozorujeme prechody do sklovitých variet s málo výraznými fluidálnymi textúrami. Z petrografického hľadiska ide o biotitický ryodacit s výrastlicami plagioklasu ( $An_{25-35}$ , 1–4 mm, 10–20 %), kremeňa (0,5 až 3 mm, 3–6 %), biotitu (0,3–2 mm, 1–5 %) a amfibolu (0,5–4 mm, 1–3 %) v základnej hmote felzitickej, pri okrajoch sférolitickej alebo sklovitej štruktúry.

Telesá východne od Bartošovej Lehôtky sú relatívne malé, tvorené masívnym svetlým až ružovkastým ryodacitom nepravidelnej blokovej odlučnosti. Z petrografického hľadiska ide o hruboporfyrické amfibolicko-biotitické ryodacity až dacity s výrastlicami plagioklasu ( $An_{30-35}$ , 1–4 mm, 15–20 %), kremeňa (0,5–1 mm, 1 %), biotitu (0,3–3 mm, 4 %) a amfibolu (0,3–3 mm, 5–8 %) v základnej hmote felzitickej, pri okrajoch hyalopilitickej štruktúry.

## 74 dajky ryodacitov

Dajky ryodacitov poznáme jz. od Kopernice a v širšom okolí Krahúľ. Dajky sú hrubé do 50 m, smernej dĺžky 200–300 m. Tvorí ich fluidálny porfyrický ryodacit doskovitej až blokovej odlučnosti s výrastlicami plagioklasu, biotitu, amfibolu, hyperstenu a východne od Krahúľ aj ojedinelého augitu v hyalopilitickej až felziticko-pilotaxitickej základnej hmote.

## 73 limnokvarcity

Vystupujú v súvislom pruhu medzi Starou Kremničkou a Slaskou ako rôzne hrubé šošovkovité polohy v rámci tufiticko-ílovcového súvrstvia. Okrem toho sú prítomné sz. od Slaskaj, medzi Slaskou a Kopernicou a v. od Bartošovej Lehôtky vo forme reliktovej na starších horninách. Problematikou limnokvarcítov sa podrobne zaoberali Beňo a Očenáš (1968), novšie Zuberec (1983). Limno-

kvarcicity predstavujú chemogénne sedimenty v prostredí malých limnických panvičiek a močiarov, čoho jednoznačným dôkazom je charakter fosilnej flóry a fauny. Pôvod roztokov a vôd bohatých na  $\text{SiO}_2$  sa alternatívne vysvetľuje termálnymi prameňmi (Fiala, 1961; Zuberec, 1983) a tiež zvetrávaním ryolitových vulkanoklastik bohatých na  $\text{SiO}_2$  (Bezák a Lexa, 1983). Zvýšený obsah Hg, Sb a As indikujú súvislosť s hydrotermálnym systémom kremnického drahokového ložiska.

Ojedinelé tenké šošovky limnokvarcitov vystupujú aj medzi ryolitovými tufmi, ale najvyššie a najhrubšie polohy sú vždy v tufiticko-ílovcovom súvrství, pričom íly vytvárajú aj tenké vložky a preplástky medzi jednotlivými polohami limnokvarcitov. Vzhľadom na značnú odolnosť proti zvetrávaniu balvany a bloky limnokvarcitov pokrývajú rozsiahle plochy svahov pod ich primárnym výskytom.

Limnokvarcicity sú podľa Zuberca (1983) celistvé tvrdé horniny rôznych farebných odtieňov od sivobielej až po tmavosivú a čiernu, najmä v spodných častiach polôh. Často sa na malom úseku striedajú rôzne farebné odtiene. Vo výbruse majú limnokvarcicity jemnozrnnú až kryptokryštalickú štruktúru s dutinkami naplnenými chalcedónom a zrnitým kremeňom. Často pozorujeme prekremenené zvyšky rastlín.

## **72 redeponované ryolitové tufy, tufity, tufitické siltovce a tufitické ílovce**

Vytvárajú podstatnú časť najmladšieho horizontu jastrabskej formácie západne od doliny Rudnice. Priestorovo asociujú s limnokvarcitmi, ktoré vytvárajú šošovkovité telesá v tomto súvrství. V porovnaní so spomínaným typom uloženín je charakteristická neprítomnosť hrubších ryolitových vulkanoklastik a podstatné zastúpenie siltovcov a ílovcov podmienené prítomnosťou jazier a močiarov, v ktorých sedimentovali aj limnokvarcicity. Charakter uloženín v súvislosti s riešením problematiky limnokvarcitov podrobne opisujú Beňo a Očenáš (1968).

Diatomitické tufity a diatomity vystupujú ako rôzne hrubé vložky v súvrství pieskovcov a redeponovaných tufov aj v oblasti prechodu jastrabskej formácie do Turčianskej kotliny južne od Hornej Štubne. Ide o jemné zelenkavé až svetlé sľudnaté tufitické pieskovce, tufity a diatomity – dobre triedené a zvrstvené. Na povrchu nevytvárajú odkryvy. Podrobne ich opisuje Šubjak (1961) v správe o vyhladávacom prieskume na tejto lokalite.

## **71 redeponované ryolitové tufy a epiklastické vulkanické pieskovce**

Sú najrozšírenejším typom uloženín v rámci komplexu vulkanoklastík. Okrem mierne až dobre triedených, jemných až hrubých epiklastických vulkanických pieskovcov a redeponovaných tufov (materiál prevažne sklovitých ryolitov, sporadicky felzitických a sférolitických ryolitov, variabilné zastúpenie pemzy a tufo-



vej substancie) sú prítomné vložky a polohy autochtónnych tufov a hrubších epiklastík, ojedinele aj s cudzorodým materiálom. Zrinitosť hornín sa najčastejšie pohybuje okolo 2–5 mm, často pozorujeme slabšie triedené polohy s ojedinelými väčšími úlomkami. Celkove majú charakter uloženín občasných tokov, hyperkoncentrovaných prúdov a laharov v oblasti proluviálnej roviny okolo vulkanických kužeľov (Bezák a Lexa, 1983).

Epiklastické vulkanické pieskovce a redeponované tufy vystupujú aj na povrchu pri Hornej Štubni a 2 km južne od železničnej stanice Horná Štubňa. Okrem toho boli overené vrtom GHS-1 v južnej časti Turčianskej kotliny v hĺbke 550–690 m v dvoch tenších polohách. Hrubo zvrstvené, netriedené hrubé pieskovce a redeponované tufy obsahujú ojedinelé väčšie fragmenty až balvany a ojedinelé vložky drobnoulomkovitých brekcií. Materiál je prevažne detrit sklovitých ryolitov, menej felzitických a sférolitických ryolitov a ryolitová pemza, ktorá prevláda v polohách redeponovaných tufov. Nepatrne sú zastúpené fragmenty a zrná andezitov. Celkove majú uloženiny charakter výplavového kužeľa do subsidujúcej kotliny.

## **70 ryolitové epiklastické vulkanické konglomeráty, pieskovce a redeponované tufy**

Horniny uvedeného typu vystupujú najmä v spodnej časti formácie, ako aj v jej južnej a východnej časti, kde sa miešal ryolitový materiál s materiálom prinašaným stálymi tokmi do Žiarскеj kotliny. Okrem už opísaných typov ryolitových vulkanoklastík sú prítomné vložky a polohy tufitov, pieskovcov a konglomerátov so zmiešaným ryolitovým, andezitovým a nevulkanickým materiálom. Južným smerom ubúda polôh ryolitových vulkanoklastík, čo naznačuje vyklňovanie vo vulkanosedimentárnom súvrství v centrálnej časti kotliny.

## **69 ryolitové epiklastické vulkanické brekcie a redeponované tufy**

Drobné až hrubé epiklastické vulkanické brekcie vystupujú zvyčajne ako ojedinelé šošovkovité polohy v jemnejších vulkanoklastikách a nie sú na mape samostatne vyčlenené. Výnimkou je okolie stanice Bartošova Lehôtka a oblasť sv. od Bartošovej Lehôtky, kde drobné až hrubé brekcie prevládajú nad vložkami hrubých pieskovcov a redeponovaných tufov, s ktorými sa nepravidelne striedajú. Hrubé brekcie sú tvorené angulárnymi až suboválnymi fragmentmi felzitických, sférolitických a sklovitých ryolitov veľkosti maximálne 50 cm, priemerne 10 cm, v množstve 30–60 % v slabo triedenom piesčitej až tufovo-piesčitom matrici s drobnou pemzou. Drobné brekcie sú zložením podobné, veľkosť fragmentov sa pohybuje od 10 do 1–2 cm úmerne hrúbke polohy. Prítomné sú aj vložky a polohy hrubých pieskovcov (zrno 1–5 mm) a redeponovaných tufov (prevaha

pemzy a tufovej substancie nad úlomkami ryolitov). Miestami sme pozorovali aj tenké polohy autochtónnych jemnozrnných tufov oddeľujúce jednotlivé polohy epiklastík.

### **68 ryolitové tufy a aglomeráty: padané pyroklastiká a uloženiny pyroklastických prúdov a príválov**

Tenšie polohy autochtónnych tufov, zriedkavejšie aglomerátov, vystupujú v celom komplexe vulkanoklastík, ale nie sú samostatne vyčlenené. Ako samostatný horizont uvedené horniny vyčleňujeme len severne od stanice Stará Kremnička. Ide o sekvenciu uloženín freatomagmatických erupcií v spodnej časti s dominantným zastúpením uloženín pyroklastických príválov, vyššie tufov a aglomerátov – produktov vulkánskych erupcií, epiklastík a uloženín pyroklastického prúdu typu Merapi, ktoré spájame s aktivitou vulkanického centra telesa Klinčok (produkty explozívnej aktivity predchádzajúcej extrúziu na povrch – Bezák a Lexa, 1983).

### **67 nečlenené ryolitové vulkanoklastiká (len v rezocho)**

Vysoká laterálna litologická variabilita vulkanoklastík jastrabskej formácie nedovoľuje jej rozčlenenie na uvedené typy v zakrytých častiach geologických rezov. Všeobecne predpokladáme podobnú skladbu vulkanoklastík ako v odkrytých častiach formácie.

#### ***Extrúzie***

Vystupujú v strednej a východnej časti formácie. Jednotlivé telesá sú značne rozdielnej veľkosti a tvaru. Ich formu na základe morfológie, priebehu fluidálnych textúr a odľučnosti analyzoval Lexa (1971). Väčšina telies má kupolovitú (dómatickú) formu s prvkami vejárovitej vnútornej stavby. Pri okrajoch niekedy pozorujeme prechod do extrúziivných brekcií, často sklovitých. Niektoré z extrúzií prechádzajú do hrubých lávových prúdov až pokrovov – teleso Klinčok západne od Piteľovej, teleso Brezový vrch severne od Dolnej Vsi a takúto formu nevyklúčujeme ani v prípade hrubého prúdu Jastrabskej skaly. Extrúziívne telesá sú situované v rôznej úrovni komplexu asociujúcich vulkanoklastík, naznačujúcich postupnú aktivizáciu jednotlivých vulkanických centier (Bezák a Lexa, 1983).

Extrúziívne telesá vo vnútornej časti tvorí prevažne masívny hnedastý felzitický ryolit nepravidelnej blokovej odľučnosti, často s fluidálnymi textúrami. Pri okrajoch pozorujeme prechody do sférolitických a sklovitých variet. Hnedasté felziticko-sférolitické a sférolitické ryolity tvoria aj asociujúce krátke a hrubé lávové prúdy.

## Lávové prúdy

Krátke hrubé lávové prúdy spojené s extrúziami sme už opísali v predchádzajúcom texte. Okrem toho v rámci najmladších produktov jastrabskej formácie je prítomný celý rad tenších lávových prúdov ryolitu hrúbky 20–50 m v nadloží tufiticko-ílovcového súvrstvia s limnokvarcitmi. Vystupujú na hrebeni Horná Klapa – Dolná Klapa – Tupá Hora – Dubník – Hora, na kóte Veľký Háj a jej južnom hrebeni. Tvorí ich doskovitý až blokový, často fluidálny ryolit s litofýzami, s prechodmi do spekaných blokových lávových brekcií. Morfológia a priebeh fluidálnych textúr indikujú uloženie so sklonom 10–20° na juh. Lávové prúdy hrúbky 25–50 m vystupujú aj s. a sz. od Turčeka. Na rozdiel od predchádzajúcich prúdov prechádzajú vo vrchnej časti do relatívne hrubej polohy perlitických brekcií.

Z petrografického hľadiska sú extrúzie a lávové prúdy tvorené ryolitmi s variabilným zastúpením výrastlíc plagioklasu, sanidínu a kremeňa – podľa prevládajúcich živcov na mape rozlišujeme *plagioklasové a sanidínové ryolity*. Charakteristický je všeobecne nízky obsah výrastlíc. Podrobne sa problematikou petrografie a petrochémie ryolitov zaoberala Hojstričová (1982).

### 66 nešpecifikované ryolity a ich brekcie: a) extrúzie, b) lávové prúdy

Nie všetky zmapované telesá ryolitov sú aj petrograficky spracované – telesá bez známej petrografickej príslušnosti k jednému z opísaných typov sme na mape ponechali ako nešpecifikované. Litologická charakteristika extrúzií a lávových prúdov je uvedená v predchádzajúcom texte.

### 65 plagioklasové ryolity a ich brekcie: a) extrúzie, b) lávové prúdy

Ryolity s dominantným zastúpením plagioklasu prevládajú najmä v spodnej časti formácie. Výrastlice tvorí plagioklas ( $An_{20-30}$ , 0,5–3 mm, 3–10 %), kremeň (0,3–1,5 mm, 1–4 %), sanidín (0,2–2 mm, 0–2 %) a biotit (0,3–3 mm, 1–2 %) v základnej hmote felzitickej, pri okrajoch telies sférolitickej a hyalinnej štruktúry. V závislosti od relatívneho obsahu plagioklasu, sanidínu a kremeňa možno rozlíšiť *plagioklasové, sanidínovo-plagioklasové a kremeňovo-sanidínovo-plagioklasové ryolity*. Litologická charakteristika extrúzií a lávových prúdov je uvedená v predchádzajúcom texte.

### 64 sanidínové ryolity a ich brekcie: a) extrúzie, b) lávové prúdy

Ryolity s dominantným zastúpením sanidínu prevládajú najmä vo vrchnej časti formácie. Výrastlice tvorí plagioklas ( $An_{15-25}$ , 0,5–3 mm, 2–4 %), kremeň



(0,3–1,5 mm, 3–6 %), sanidín (0,2–2 mm, 3–5%) a biotit (0,3–3 mm, 1–2 %) v základnej hmote felzitickej, pri okrajoch telies sférolitickej alebo hyalinnej štruktúry. V závislosti od relatívneho obsahu plagioklasu, sanidínu a kremeňa možno rozlíšiť *kremeňovo-sanidínové* a *kremeňovo-plagioklasovo-sanidínové ryolity*. Litologická charakteristika extrúzií a lávových prúdov je uvedená v predchádzajúcom texte.

## 63 dajky ryolitov

Vystupujú východne od Bartošovej Lehôtky na severo-južnej zlomovej zóne. Dve menšie dajky sú priamo v Bartošovej Lehôtke a juhozápadne od Starej Kremničky. Okrem toho jedna dajka ryolitu je na severnom svahu Kremnického štítu a jedna dajka v oblasti ihráčskeho zlomového pásma. Jednotlivé dajky sú 50–100 m hrubé, smernej dĺžky od 100 do 900 m. Tvorí ich prevažne výrazne fluidálny felzitický ryolit, pri okrajoch prechádzajúci do sférolitických a sklovitých variet. Petrograficky zodpovedajú extruzívnym telesám a lávovým prúdom.

Zvláštnou kategóriou sú dajky ryolitov vystupujúce najmä na zlomoch prvého žilného systému západne od Kremnice, kde ich podrobne opísal Böhmer (1966). Dajky majú malú hrúbku a sú smerne nestále. Tvorí ich svetlý, často až výrazne fluidálny ryolit, ktorý v oblasti 1. žilného systému podľahol aj silicifikácii a adularizácii. Z petrografického hľadiska ide o sanidínové ryolity až granitové porfýry s výrastlicami sanidínu, kremeňa, plagioklasu a biotitu vo felzitickej až mikrogranitickej základnej hmote. Böhmer (1966) a Böhmer et al. (1976) uvádzajú z hĺbky prechod do granitových porfýrov s hrubozrnnejšou základnou hmotou mikroaplitickej štruktúry.

## 62 endogénne extruzívne dómy (lakolity) ryolitov a ich brekcie

Vystupujú južne a západne od Bartošovej Lehôtky a tvoria telesá kót Čertov vrch, Kopernica a severne od Hornej Klapy. Všeobecne ide o telesá bochníkoviťného tvaru, na povrchu alebo na okrajoch s reliktnými zeolitizovaných alebo argilitizovaných tufov. Teleso pod stanicou Bartošova Lehôtka je narušené zosúvaním. Vo vrchných a okrajových častiach telies sú rozsiahle zóny silicifikovaných brekcií, v niektorých telesách aj silno napenené pemzovité brekcie, ktoré podľahli zeolitizácii a argilitizácii ako nadložné tufy. Vnútorne časti telies tvorí prevažne masívny svetlý autometamorfovaný ryolit s prejavmi silicifikácie a draselnej metasomatózy. Pri okrajoch týchto telies nepozorujeme prechody do sklovitých variet. Z petrografického hľadiska ide najmä o kremeňovo-sanidínové ryolity s mikrogranitickou, zriedkavejšie felzitickou základnou hmotou, často pozorujeme prejavy silicifikácie. Predpokladáme, že práve intruzívny charakter telies je príčinou, že pôvodná magmatická voda unikajúca pri kryštalizácii

v podmienkach uzatvoreného systému spôsobila autometamorfnú rekryštalizáciu vnútorných častí telies, silicifikáciu ich okrajových častí a brekcií a zeolitizáciu (argilitizáciu) tufov v bezprostrednom nadloží. Na prikontaktný charakter zeolitizácie poukázali aj Šamajová a Kraus (1984).

## PANÓN

K panónu priradujeme najmladšie bazaltické andezity z vulkanitov Kremnických vrchov – formáciu Vlčieho vrchu a komplex Šibenického vrchu.

### Formácia Vlčieho vrchu

Formácia Vlčieho vrchu predstavuje relikt menšieho stratovulkánu alkalicko-vápenatých bazaltov až bazaltických andezitov panónskeho veku vo v. časti mapovaného územia. Formácia nasadá na značne nerovný reliéf starších hornín. V centre formácie vystupuje dobre definovateľný nek dioritového porfyru a niekoľko menších nekov a dajok v prostredí chaotických pyroklastických brekcií kráterovej zóny. Jz. od neku je eróziou odkryté lakolitové teleso amfibolicko-pyroxenického andezitu, pri okrajoch prechádzajúce do brekcií. Relikty vulkanického kužeľa s typicky periklinálnym uložením sú vo vnútornej časti budované najmä hrubo zvrstvenými tufmi, pemzovými tufmi a aglomerátmi, v jeho vonkajšej časti prevládajú tenké zbrekčovatené lávové prúdy, aglutináty a aglomeráty. Lávové plató okolo vulkanického kužeľa budujú lávové prúdy väčšej hrúbky, len ojedinele sú pritomne vložky epiklastík a polohy relatívne jemnozrnnejších pyroklastík. Formáciu vrátane paleovulkanickej rekonštrukcie podrobne opísal Lexa (1969, 1978).

Na základe relatívne dobrého stupňa uchovania pôvodnej vulkanickej formy a skutočnosti, že formácia nasadá na reliéf s prvkami dnešného reliéfu, možno predpokladať relatívne mladý vek, s veľkou pravdepodobnosťou mladší ako vek jastrabskej formácie. Rádiometrické datovanie na celohorninových vzorkách poskytlo značne variabilné výsledky: 9,1 Ma (Bagdasarjan in Konečný et al., 1983) a 11,7–13,4 Ma (Kantor et al., 1990). Posledné K/Ar datovanie na siedmich vzorkách lávových prúdov a intrúzií Balogha et al. (1998) poskytlo vek v intervale 9,8–12,2 Ma. Takýto dlhý interval nie je kompatibilný s geologickými predpokladmi a domnievame sa, že reálny vek formácie je blízky priemernej hodnote okolo 11,0 Ma, čo zhruba zodpovedá hranici sarmat/panón.

### 61 epiklastické vulkanické brekcie

Epiklastické vulkanické brekcie vystupujú v hrúbke asi 5 m na jednom mieste na západnom svahu Vlčieho vrchu. Tvoria ich angulárne fragmenty veľkosti do 0,5 m, v priemere okolo 10 cm, v hrubopiesčitom matrixe. Brekcia je netriedená a chaotická, bez náznakov zvrstvenia.

## 60 tufy a aglomeráty

Tufy a aglomeráty vystupujú v oblasti lávového plató ako vložky medzi lávovými prúdmi. Väčšia vzdialenosť od centra sa prejavuje jemnejším charakterom, prítomnosťou tufov a náznakmi lepšieho triedenia materiálu. Prítomné sú fragmenty a zná tmavých vezikulovaných andezitov, hnedastých až červenkastých pórovitých andezitov troskovitého vzhľadu, vezikulované lapily, sivá, hnedá a žltá pemza a jemnejšia tufová zložka.

V rámci vulkanického kužeľa tufy a prevládajúce aglomeráty vystupujú jednak samostatne v jeho vnútornej časti, jednak spolu s lávovými prúdmi v jeho vonkajšej časti. Tvoria ich fragmenty silno pórovitého až pemzovitého andezitu, sporadicky sú prítomné úlomky celistvých andezitov. Matrix je tufový. Pri jemnejších typoch pribúda hnedastá pemza. Vrstvovitosť a triedenie sú málo výrazné. Aglomeráty vnútornej časti kužeľa majú skôr pemzový charakter (vulkánsky typ erupcií), zatiaľ čo aglomeráty vonkajšej časti kužeľa majú troskový charakter (strombolský typ erupcií).

### 59 nečlenený komplex tenkých zbrekciovatých lávových prúdov, aglutinátov a aglomerátov (vulkanický kužeľ)

V značnej časti reliktovej vulkanického kužeľa nie je možné diferencovať tenké lávové prúdy, aglomeráty a aglutináty, a tak sú na mape reprezentované ako nerozčlenený komplex. Lávové prúdy prevládajú nad pyroklastikami, ktoré len miestami vytvárajú hrubšie polohy. Pre pyroklastiká sú charakteristické textúry druhotného transportu suchými lavínami na svahoch kužeľa. Pyroklastický materiál je veľmi často zmiešaný s detritom rozpadajúcich sa lávových prúdov.

### 58 hrubé aglomeráty a pyroklastické brekcie kráterovej zóny

Fragmenty veľkosti až 0,5 m sú veľmi nepravidelné, variabilne vezikulované s troskovitým povrchom, veľmi často s prejavmi oxidácie. V menšej miere sú prítomné angulárne fragmenty a bloky tmavých celistvých andezitov. Matrix buď chýba, alebo ho tvorí tufovo-piesčitého materiálu s drobnejšími fragmentmi. Brekcie sú chaotické, veľmi často kavernózne. Časť brekcií vystupuje pri okrajoch nekov, a má teda charakter komínových brekcií. Najmä pri týchto brekciách pozorujeme prejavy alterácie vyvolané interakciou s horúcimi plynmi.

### 57 lávové prúdy amfibolicko-pyroxenických andezitov

Lávové prúdy amfibolicko-pyroxenických andezitov vystupujú vo vrchnej časti formácie vo forme reliktovej na svahu vulkánu – ide teda o produkt posledných erupcií vulkánu. Zachovali sa len spodné časti prúdov tvorené doskovitým



celistvým andezitom. Výrastlice tvorí plagioklas ( $An_{64-80}$ , 1–3 mm, 20 až 30 %), augit (1–3 mm, 2–6 %), hypersten (0,5–2 mm, 3–5 %), olivín (0,5 až 2 mm, 0–1 %), hnedý amfibol (1–2 mm, 1–3 %) a akcesorický titanomagnetit. Základná hmota je variabilne mikrolitická alebo pilotaxitická. Znížením obsahu amfibolu prechádzajú do pyroxenických andezitov s akcesorickým olivínom a amfibolom.

## **56 lávové prúdy bazaltických andezitov a ich brekcie**

Lávové prúdy bazaltických andezitov (až bazaltov) vytvárajú hlavnú časť formácie. V reliktoch vulkanického kužeľa s periklinálnym uložením sú tenké, silno zbrekčovatené, typu AA, s vezikulovanými brekciami troskového typu. Hrúbka jednotlivých prúdov tu dosahuje len 1–10 m. V oblasti lávového platô okolo vulkanického kužeľa sú lávové prúdy hrubšie, menej vezikulované, proporcia brekcií je menšia a brekcie sú variabilne typu AA a blokového typu. Charakteristické sú bublinovité textúry andezitov aj brekcií. Hrúbka prúdov tu dosahuje 20–30 m.

Bazaltické andezity až bazalty sú tvorené výrastlicami plagioklasu ( $An_{70-85}$ , 1–2 mm, 30–40 %), augitu v charakteristických glomeroporfyrických zhlukoch veľkosti až 8 mm (10–18 %), hyperstenu (0,5–2 mm, 1–4 %), olivínu (0,5 až 2 mm, 2–6 %) a akcesorického titanomagnetitu. Základná hmota je doleritická, mikrolitická alebo hyalopilitická.

## **55 intruzívne teleso amfibolicko-pyroxenického andezitu s prechodmi do intruzívnych brekcií**

V strednej časti vulkánu je pod aglomerátmi eróziou odkryté intruzívne teleso amfibolicko-pyroxenického andezitu lakolitového typu. Teleso je tvorené masívnym andezitom, len pri okrajoch prechádza do intruzívnych brekcií bez výraznejšej vezikulácie. Andezit tvoria výrastlice plagioklasu, augitu, hyperstenu, opacitizovaného amfibolu a akcesorického olivínu v zrnito-mikrolitickej až pilotaxitickej základnej hmote. Charakteristická je autometamorfná premena prejavujúca sa hematizáciou mafických minerálov a magnetitu a slabou argilitizáciou a chloritizáciou v základnej hmote.

## **54 dajky bazaltického andezitu**

Dajky bazaltického andezitu sú radiálne, malej hrúbky (1–10 m), tvorené masívnym andezitom blokovej alebo doskovitej odlučnosti. Vystupujú v z., s. a sz. časti vulkánu.

Nek pozostáva z komplikovaného intruzívneho telesa zrnitého bazaltického andezitu (dioritového porfýru) s početnými prechodmi do intruzívnych brekcií pri jeho okrajoch. Miestami pozorujeme slabú chloritizáciu a pyritizáciu. Výrastlice tvorí bázický plagioklas (2–3 mm, 40–45 %), augit (2–6 mm, 12–16 %) a hypersten (1–2 mm, 4–5 %) v zrnitej základnej hmote doleritickej štruktúry tvorenej kyslejším plagioklasom, pyroxénmi, titanomagnetitom a zriedkavým kremeňom.

### Komplex Šibeničného vrchu

Komplex Šibeničného vrchu je reprezentovaný celým radom samostatných telies bazaltických andezitov jz. od Starej Kremničky, v okolí Pitelovej a jz. od Jastrabej. Telesá jz. od Jastrabej sú sily a lakolit, situované v ryolitových vulkanoklastikách, ktoré sú na kontaktoch postihnuté kontaktným metamorfizmom až pretavením. Južne od stanice Bartošova Lehôtka pozorujeme prívodné systémy vo forme zhruba s.-j. dajok. Mnohé z uvedených intruzívnych telies vystupujú dnes na povrchu vďaka vypreparovaniu eróziou. Severne od Pitelovej vystupujú dva reliktý lávových prúdov v nadloží (?) panónskych fluvialných štrkov. Na severnom konci Pitelovej je okrem toho menší sil situovaný v uvedených štrkoch. Severozápadne od Pitelovej je niekoľko tenkých s.-j. dajok. V oblasti Šibeničného vrchu západne od Žiaru nad Hronom sú v spodnej časti reliktý kužeľa freatomagmatických pyroklastík, ktoré sú vyššie prekryté kupolovitým lávovým telesom prechádzajúcim severným smerom do lávového prúdu. Pri východnom úpätí Šibeničného vrchu sú odkryté prívodové dajky prerážajúce cez konglomeráty jastrabskej formácie.

Vek komplexu nie je stanovený jednoznačne. Horniny sú jasne mladšie ako vrchnosarmatská až spodnopanónska jastrabská formácia. Juhozápadne od Starej Kremničky ležia v podloží štrkov starého kvartéru. Rádiometrické datovanie pretaveného ryolitového tufu na kontakte s bazaltoidným andezitom južne od stanice Bartošova Lehôtka poskytlo údaj  $8,4 \pm 0,3$  mil. rokov (Repčok, 1982). K/Ar datovanie celohorninových vzoriek zo Šibeničného vrchu a Ladomerského kameňolomu poskytlo výsledky v intervale 12,4–13,2 Ma (Kantor et al., 1990), ktoré sú zjavne rozporné s rádiometrickým datovaním hornín jastrabskej formácie v intervale 12,9–10,7 Ma (pozri predchádzajúci text). K/Ar datovanie 14 vzoriek Balogha et al. (1998) poskytlo výsledky v intervale 13,7 až 8,2 Ma zoskupené v štyroch skupinách, sčasti mimo územia Kremnických vrchov. Vek najstaršej z nich v intervale 13,7–12,3 Ma je opäť v rozpore s rádiometrickým datovaním hornín jastrabskej formácie. Mladší vek 11,3 Ma, 9,0 až 9,6 Ma a 8,2 Ma indikuje aktivitu vulkanizmu v niekoľkých pulzoch v priebehu panónu.

Z petrografického hľadiska ide o jemnozrnné bazaltické andezity až alkalicko-vápenaté bazalty s drobnými výrastlicami olivínu, augitu a bázického plagioklasu v základnej hmote doleritickej, ojedinele intersertálnej štruktúry.

## **52 freatomagmatické pyroklastiká**

S aktivitou vulkanického centra Šibeničného vrchu je spojený aj horizont pyroklastik freatomagmatického typu. Ide o svetlé až zelenkavé, zvrstvené a triedené pyroklastiká tvorené svetlou pemzou, zelenkavým napeneným palagonitizovaným bazaltoidným andezitom, materiálom z podložných sedimentov vrátane obliakov andezitov a nevulkanických hornín, ojedinele (najmä bližšie k centru) pozorujeme aj väčšie fragmenty (bomby) bublinovitého bazaltického andezitu, ktoré vytvárajú výrazné impaktné štruktúry. Textúry jednoznačne indikujú striedanie padaných pyroklastik a uložení pyroklastických prívalov.

## **51 lávové prúdy bazaltických andezitov**

Dva lávové prúdy vystupujú severne od Pitelovej. Charakter lávových prúdov dokladá prítomnosť bublinovitých variet bazaltického andezitu v povrchovej časti telies a vertikálna stĺpcová odlučnosť. Lávový prúd Šibeničného vrchu juhozápadne od Starej Kremničky je tvorený bublinovitým bazaltickým andezitom s prechodmi do hnedých troskovitých lávových brekcií.

## **50 lakolity a sily bazaltických andezitov**

Za lakolit považujeme teleso Ostrá hora jz. od Jastrabej. Má bochníkovitý tvar s dobre vyvinutou koncentrickou a radiálnou odlučnosťou. Intruzívnu povahu telesa jednoznačne dokladá reliktný pretavených ryolitových tufov na jeho vrchole. Samostatné teliesko usmernené v smere 330° vystupuje asi 300 m v. od Ostrej hory. Formou je na prechode medzi dajkou a lakolitom.

Ako sily vyčleňujeme skupinu telies jz. od Jastrabej. Niektoré z nich, ktoré nemajú zachované nadložie, sa skôr považovali za lávové prúdy, ale absencia brekcií a obdobný charakter odlučnosti a kryštalinity s nižšie situovanými telesami ich zaraďujú k silom. Jednotlivé sily sú hrubé 20–50 m, tvorené masívnym bazaltoidným andezitom blokovej odlučnosti. V ich nadloží, pokiaľ je zachované, vystupujú termálne metamorfované a na bezprostrednom kontakte pretavené ryolitové tufy. Najzápadnejšie z telies nadväzuje na prírodný systém s.-j. dajok v prostredí ryolitových tufov.

## **49 dajky bazaltických andezitov**

Vystupujú ako prírodný systém silov z. od Jastrabej a sz. od Pitelovej v prostredí ryolitu. Jednotlivé dajky sú hrubé 1–10 m, smernej dĺžky 100–300 m,



zjavne viazané na s.-j. zlomy. Tvorí ich bazaltický andezit blokovej až doskovitej odľučnosti, len miestami s náznakmi priečnej stĺpcovej odľučnosti.

## PANÓN AŽ PONT

Sedimenty panónu až pontu vystupujú ako najmladšia časť výplne Turčianskej a Žiarskej kotliny. Hrúbka sedimentov v oboch kotlinách narastá od východu na západ. V Turčianskej kotline dosahuje pri západnom okraji až 500 m (vrt GHŠ-1; Gašparik et al., 1974) s nepravidelným striedaním limnických siltov a piesčitých ílov s fluvialno-limnickými štrkami a piesčitými štrkami. V Žiarskej kotline hrúbka narastá od 100 m na východe (napr. vrt V-642 severne od Lutily) až po 300 m vo vrte Trubín-1 (Slávik in Gašparik a Planderová, 1971). Prevládajú limnické sily a piesčité íly s polohami pieskov a lignitu, fluvialno-limnické štrky a piesčité štrky vystupujú len pri okraji bazénu jz. od Janovej Lehoty.

Vo Zvolenskej kotline sedimenty z tohto obdobia nie sú prítomné. Vulkanity tohto obdobia v stredoslovenskej oblasti sú reprezentované alkalickými bazaltmi a bazanitmi, ale len mimo mapovaného územia (Konečný et al. 1998).

### **48 sladkovodné limnické sily, íly a piesčité íly s polohami pieskov až drobných štrkov a lignitu**

Prevládajúcou litofáciou v Žiarskej kotline sú svetlosivé íly a sily, často jemne sfuďnaté a laminované, variabilne s vložkami tmavých ílov a pieskov, zriedkavo aj drobných polymiktných zlepcov (zväčša  $\varnothing$  2–5 cm) s materiálom andezitov a kremencov. Polohy lignitov ložiskového rozsahu boli overené vrtmi pri Kosoríne (Blaško et al., 1987), v menšej hrúbke sú prítomné aj inde. S lignitmi a uhoľnými ílmi ojedinele vystupujú aj tenké vložky tmavých limnokvarcitov.

V Turčianskej kotline nepozorujeme, okrem výnimiek, prítomnosť uhoľných ílovcov, lignity chýbajú a v piesčitých vrstvách či štrkoch prevláda granitový materiál nad andezitovým. V ílovej frakcii prevláda montmorillonit nad illitom.

### **47 fluvialno-limnické drobné štrky a piesčité štrky s ílmi**

Vystupujú v Turčianskej kotline, kde sa striedajú s horizontmi ílov a siltov panónskeho až pontského veku (vrt GHŠ-1; Gašparik et al., 1974), a v Žiarskej kotline, kde ležia v nadloží limnických ílov a siltov pri okraji bazénu jz. od Janovej Lehoty, a preto predpokladáme len pontský vek. Sedimenty predstavujú polymiktné štrky a piesky s časťami vložkami ílov a siltov. Zrornosť štrkov dosahuje maximálne 10 cm, prevažne ide o drobné štrky s obliakmi veľkosti 1–2 cm. Sedimentárne textúry, stupeň triedenia a stupeň opracovania obliakov zodpovedá fluvialnemu, resp. deltovému prostrediu pri okraji bazénu.

## PLIOCÉN

Sedimenty pliocénu majú odlišný vývoj v spodnom a vrchnom pliocéne. Sedimenty spodného pliocénu poznáme v skúmanom území len zo Žiarskej kotliny, kde sa vyvíjali v prostredí prietočného jazera, ktoré predstavuje najmladšiu subakválnu sedimentáciu v tomto priestore. Zánik tohto sedimentačného bazénu bol v znamení *vzniku prvotnej riečnej siete* územia (erózo-akumulačnej kotliny Hrona a jeho prítokov), súvisiaceho s nástupom *neotektonických pohybov*. Vrchnopliocénne sedimenty sú už vyvinuté dominantne vo fácií fluviálnych štrkov a predstavujú najstaršiu etapu vývoja terasových stupňov v závislosti od dynamiky neotektonických pohybov.

### DÁK

Sedimenty spodného pliocénu sa priestorovo obmedzujú len na oblasť Žiarskej kotliny. Uloženíny prietočného jazera reprezentuje bazénová fácia fluviálno-limnických pieskov, siltov a ílov a okrajová fácia fluviálnych balvanovito-blokovitých sedimentov.

#### **46 fluviálno-limnické piesky, silty, piesčité íly a íly**

Tieto sladkovodné sedimenty s prevahou pieskov a siltov sa vyskytujú na povrchu neogénnej výplne Žiarskej kotliny v jej vnútornejších častiach západne od Lutily, kde ležia v relatívne malej hrúbke v nadloží ílov a siltov pontu.

#### **45 balvanovito-blokovité sedimenty riečnej delty**

Pri vyústení Lutilského potoka do Žiarskej kotliny (oblasť Déreerovho mlyna jz. od Janovej Lehoty), na jeho ľavobreží, kopce a svahy tvorí mohutné súvrstvie balvanovito-blokovitých sedimentov (štrkov) so subangulárnymi až oválnymi fragmentmi rôznych andezitov, s podstatným zastúpením opracovaných blokov ryolitov a ojedinelými obliakmi kryštalínika, kremencov či vápencov. Opracovanie fragmentov zodpovedá riečnemu transportu. Usudzujeme, že ide o sedimenty riečnej delty pri vyústení strmospádového toku do príbrežia ustupujúcej (regresívnej) sladkovodnej panvy v kotline. Pliocénny vek vyplýva z pozície na íloch a siltoch panónu–pontu. Neskoršia planácia do vrchnopliocénnej poriečnej rovne zrejme postihla aj tento (t. j. starší) komplex blokovitých sedimentov.

### DÁK AŽ ROMAN

Mladší pliocén je v dôsledku nástupu neotektonických pohybov reprezentovaný už súborom akumulácií a terás fluviálnych štrkov a piesčitých štrkov

známych ako *hronské štrkové súvrstvie*. V Turčianskej kotline majú ekvivalentnú pozíciu iba štrky pri obci Sklené, ktoré môžeme korelovať s blázovským súvrstvom v centrálnej časti kotliny (Gašparik et al., 1995).

#### 44 fluvialne štrky a piesčité štrky s preplástkami ílov (hronské štrkové súvrstvie)

Hronské štrkové súvrstvie (bývalá „pohronská štrková formácia“; Nemčok, 1961) je na mapovanom území (Zvolenská kotlina a dolina Hrona pod Zvolenom) vyvinuté v oboch svojich typoch – odlišných v litofácii i pozícii, čo zrejme zodpovedá dvom „fázam“ vývoja pliocénu v závislosti od dynamiky neotektonických pohybov.

Úplná väčšina hronského štrkového súvrstvia vytvorila štrkové *poriečne rovne* (tzv. vysoký výskyt pliocénnych štrkov). Ide o zachované štrky najvyššej (iniciálnej) úrovne terasovania doliny, často postgeneticky výškovo diferencované. V dôsledku postgenetických neotektonických poklesov sú do týchto štrkových sedimentov na hronskom pravobreží Zvolenskej kotliny druhotne eróznokumulatívne vložené štrkové terasové akumulácie kvartéru. Štrky rovni však zväčša zostávajú na povrchu reliéfu, prípadne s miestnym prekryvom svahovín. Vek štrkových akumulácií poriečnej rovne bol už dávnejšie stanovený ako vrchnopliocénny (Škvarček, 1973).

Štrky sú prevažne stredno- až hrubozrnné, s obliakmi veľkosti do 10–15 cm, relatívne dobre triedené a zvrstvené. V menšej miere sú prítomné vložky a polohy drobných štrkov, piesčitých štrkov a piesčitých ílov, ktoré majú charakteristicky hrdzavú farbu. Obliaky sú suboválne až dokonale oválne, prevažne z kremitých hornín (kremence, kremité pieskovce, kremene), menej sú prítomné odolné horniny kryštalinika (kremité ruly, ruly, migmatity) a v prípade bočného prínosu materiálu aj andezity. Granity či vápence sa nezachovali. Obliaky sú selektívne navetrané a miestami limonitizované.

V prípade synsedimentačného alebo bezprostredne nasledujúceho a aj v priebehu kvartéru opakovaného poklesávania kryh (v depresiách) vznikol druhý typ štrkových súvrství mladšieho pliocénu Pohronia. Označujeme ich ako *akumulácie poklesových depresií*. V skúmanom území ide o akumulácie pliocénnych štrkov v kryhách terasovaného dna Zvolenskej kotliny: v depresii Veľkej Lúky **a južne k nej prilahlých a voči okoliu relatívne subsidujúcich kryhách**. Pliocénne štrkové súvrstvia tohto typu sú, najmä na Stredohroní, takmer vždy prekryté mladšími štrkami, ak dolina toku naďalej prechádza územím subsidujúcich kryh. Ide o kvartérne terasové štrky stredných terás, alebo častejšie len o pokryv štrkami novej akumulácie s jemnozrnnými náplavmi holocénnej nivy.

Akumulácia tohto typu súvrstvia pliocénnych štrkov Pohronia sa začala s najväčšou pravdepodobnosťou už v spodnom pliocéne. Charakterizujú ho



vcelku viac piesčitejšie aj ílovitejšie štrky (resp. s polohami pieskov a ílov), obvykle väčšej až pomerne značnej hrúbky.

Výskyty hronského štrkového súvrstvia boli v skúmanom území novým mapovaním a výskumom spresnené takto:

1. *Poklesnuté piesčito-štrkovité súvrstvie v kryhách terasovaného dna Zvolenskej kotliny.* Jeho severný a ľavobrežný hronský úsek (Vlkanová – Veľká Lúka, už za okrajom mapovaného územia) má kryhy maximálneho poklesu (vo vrte PK-19 je hrúbka pliocénnych štrkov prekrytých kvartérom až 115 m). Na úseku južnejších kryh dna kotliny (v páse Sielnica – Sliach) sú už pliocénne štrky v obojbrežnej polohe vo vzťahu k Hronu (na mapované územie zasahujú pri Sielnici). Tamajšie terasované dno Zvolenskej kotliny má zistené porovnateľné hodnoty hrúbky poklesnutých pliocénnych štrkov od 10–15 m pri okraji dna kotliny na západe približne do 50–60 m na juhovýchode, kde sa však štrky aj rýchlo vyklíňujú.

2. „Vysoký výskyt“ *pliocénnych štrkov na tzv. strážovskej hrasti – povrch chrbta Stará Kováčová* západne od obce Kováčová. Hrúbka štrkov je 30 až 40 m.

3. *Chrbát „vysokého výskytu“ štrkov na ľavobreží potoka Turová* (nad obcami Turová a Budča), ako aj izolované reziduálne výskyty „vysokých“ pliocénnych štrkov západne od uvedených obcí. Lokality povrchových výskytov neboli sondované.

Doteraz spomenuté prihronské pravobrežné lokality patria do južnej časti Zvolenskej kotliny. Ďalšia lokalita v okolí Pitelovej je už na úseku medzikotlínovej doliny Hrona.

4. *Štrky poriečnej rovne Hrona v Pitelovej.* Tento „vysoký výskyt“ štrkov pliocénu zaberá pravobrežnú a visutú náhornú kotlinku (pri okraji Kremnických vrchov). Do pliocénu boli štrky zaradené nielen výškovou pozíciou, ale aj vzťahom k finálnemu ílovito-piesčitému súvrstviu neogénnej výplne Žiarskej kotliny, na základe uloženia štrkov aj na podložných bazaltických andezitoch komplexu Šibeničného vrchu, ako aj, a to predovšetkým, podľa afinity štrkov v Pitelovej ku kvartérnym štrkom Šibeničného vrchu pri Žiari nad Hronom. Litologicky sú štrky v Pitelovej najčastejšie hrubé až veľmi hrubé ( $\varnothing$  5–10 až 15 cm), sporadicky aj drobnejšie ( $\varnothing$  2–5 cm), s indíciami podielu hrubších pieskov. Pozostávajú najmä z alochtónnych hornín hronského pôvodu.

*Na okraji Turčianskej kotliny priamo v obci Sklené* na úbočí pohoria Žiar je zachovaný piesčito-štrkovitý komplex pliocénu s „čiapkami“ štrkov kvartérnych terás. Štrky sú stredno- až hrubozrnné, s podstatným zastúpením drobných štrkov, piesčitých štrkov a pieskov. Prítomné sú aj tenké vložky piesčitých ílov. Zloženie štrkov je charakteristicky polymiktné, s prevládajúcim zastúpením kremných hornín.

## KVARTÉR

Kvartérne sedimenty vo väčšom rozsahu a členitom vývoji sú v regióne Kremnických vrchov a okrajových častí priľahlých kotlín sústredené do štyroch hlavných okrajových oblastí: 1. *Turčianska kotlina* – juhovýchodný okraj (územie povodia Turca v priestore Sklené, Dolná a Horná Štubňa) vrátane dolín Turca a Žarnovice, 2. *Zvolenská kotlina* Hrona (pravobrežná časť, Banská Bystrica – Zvolen) vrátane dolín Badínskeho a Sielnického potoka, 3. *Dolina Hrona* (pravobrežie medzikotlinového úseku Zvolen – Žiar nad Hronom vrátane hronských prítokov – najmä dolín Ihráčskeho a Kremnického potoka) a *Žiarska kotlina* (severovýchodná a severná časť kotliny) – územie hronských prítokov v priestore Lutíla, Slaská, Kosorín a Janova Lehota. Druhá a tretia oblasť kvartéru má príbuzné sedimentačné pomery *Pohronia*. Ide o pravobrežie stredného toku Hrona (s prítokmi z Kremnických vrchov) v úseku medzi Banskou Bystricou, Zvolenom a Žiarom nad Hronom. V ďalšom texte oblasti kvartéru stručne označujeme iba ako Turčianska kotlina (1.), Zvolenská kotlina (2.), dolina Hrona a Žiarska kotlina (3.).

Veľkú plochu v skúmanom regióne zaberajú významné zosuvné svahoviny, a to najmä východne od Handlovej, v okolí Železnej Breznice a Turovej, v dolnej časti Badínskej doliny, v Malachovskej doline a okolí Suchého vrchu a v širšom okolí Králik a Kordík.

## NEČLENENÝ KVARTÉR

Zatiaľ čo systém terás umožňuje podrobne stratifikovať fluviálne a proluviálne typy uloženín v kotlinách a hlavných dolinách, eluviálne, deluviálne a deluviálno-proluviálne uloženiny horského kvartéru nie je možné, okrem výnimiek, časovo presnejšie zaradiť, respektíve sú výsledkom dlhšie trvajúceho polygenetického procesu a na mape sú znázornené ako litofácie nečleneného kvartéru.

### 43 travertíny

Travertíny i penovcové sintre sú v hojnom výskyte iba tesne za hranicami regiónu vo Zvolenskej kotline (ľavobrežie Hrona v Sliachi i na Borovej Hore pri severnom okraji Zvolena). Priamo na mapovanom území poznáme len dva malé výskyty. Na juhovýchodnom okraji Turčianskej kotliny je kôpka sintru v nive riečky Teplica pri Hornej Štubni. Druhý výskyt travertínov je pri Badíne, v blízkosti západného okraja Zvolenskej kotliny. Stratigraficky sú mladšieho kvartérneho veku, vcelku ale bližšie neurčeného, možno z rozhrania würmu a holocénu (?), hoci pri Hornej Štubni badať až recentnú tvorbu.

#### **42 kvartérne zosuvné uloženíny: hlinité a hlinito-kamenité uloženíny s balvanmi a blokmi hornín**

Na mape ich vyznačil Lexa s použitím vlastného mapovania a podkladov inžinierskogeologického výskumu (Malgot et al., 1973, 1976). Významné zosuvné svahy a akumulácie sú podmienené výskytom ílovcov v podloží vulkanických hornín. Väčšie kryhy vulkanického komplexu sú na mape zobrazené podľa ich litologickej náplne. Zosuvné uloženíny medzi väčšími kryhami tvorí chaotická zmes hlinito-kamenitého materiálu s početnými balvanmi a blokmi rozpadnutého vulkanického komplexu. Ojedinele sú v zosuvných akumuláciách prítomné aj útržky podložných ílovitých sedimentov, ktoré sú primárnou príčinou zosúvania. Hrúbka zosuvných akumulácií dosahuje až niekoľko desiatok metrov.

#### **41 eluviálno-deluviálne hliny zvetranín**

Zriedkavo zreteľne diferencované hliny zvetranín čiže iniciálne hliny sú výrazné najmä na plošinách a plochých povrchoch chrbtov, na mape však nie sú znázornené, s výnimkou plošiny západne od Kunešova, v záujme zobrazenia horninového podkladu. Charakter hĺn závisí od litológie horninového podkladu a jeho odolnosti proti zvetrávaniu. Hliny zvetranín na vulkanitoch sú zvyčajne kamenité, hliny na jemnozrnných vulkanoklastikách alebo sedimentoch sú skôr piesčité.

#### **40 svahoviny vcelku (litofaciálne nerozčlenené svahové hliny a sutiny)**

Svahoviny vcelku (nerozlíšené hliny, sutiny, resp. splachy) sú vyznačené len v okolí Banskej Bystrice a sz. od Budče, kde sa nenaskytla možnosť ich litofaciálneho rozlíšenia.

#### **39 periglaciálne blokoviská a kamenné moria**

Vystupujú na strmých svahoch pod skalnými odkryvmi lávových telies s blokovým rozpadom. Charakteristická je akumulácia blokov veľkosti do 0,5–1 m bez podstatnejšieho zastúpenia hlinito-kamenitého materiálu. Na mape sú samostatne znázornené len rozsiahlejšie akumulácie v Medvedej doline, na severnom svahu Flochovej a pod Horným Chomom pri Ihráči. Výskyty menšieho rozsahu sú pojaté do svahových sutín (vysvetlivka č. 38).

#### **38 svahové sutiny: hlinito-kamenité a kamenité**

Hlinito-kamenité a kamenité sutiny sú charakteristickou kvartérnou uloženinou na svahoch v horskej časti Kremnických vrchov. Charakter uloženín je



závislý od sklonu svahu a kvality horninového podkladu. Pre strmšie svahy budované lávovými telesami alebo hrubými vulkanoklastikami s blokovým rozpadom sú charakteristické kamenité až balvanovité sutiny s menším zastúpením hlinitého materiálu. Pre svahy budované horninami s menšou odolnosťou proti zvetrávaniu sú, naopak, charakteristické hlinito-kamenité sutiny. Hrúbka svahových sutín je značne variabilná, od nesúvislého pokryvu s plošnými odkryvmi až po niekoľko metrov hrubé akumulácie v zníženinách reliéfu a pri úpätí svahov. V pramenných misách bočných doliniek hrúbka svahových sutín môže presiahnuť aj 10 m.

### **37 svahové zahlinené štrky (resedimentované)**

Svahové zahlinené štrky sú podtypom svahových hlinito-kamenitých sutín, vyskytujúcim sa miestami po okrajoch terasových štrkových akumulácií riek, ktoré sú zdrojom obliakov vo svahových uloženinách.

### **36 polygenetické svahové hliny, sčasti ílovité alebo kamenité**

Svahové hliny sú mladšou polygenetickou uloženinou s dominantným zastúpením jemnozrnných zvetranín. Rozšírené sú na miernejších svahoch, respektíve na horninovom podklade málo odolnom proti zvetrávaniu. Pribúdaním kamenitého materiálu v dôsledku odolnejšieho horninového podkladu vznikajú prechodné typy k svahovým sutinám, ktoré majú charakter kamenitých svahových hĺn. Naopak, na horninovom podklade s väčším zastúpením ílov alebo podklade podliehajúcom argilitizácii sú svahové hliny ílovité.

Svahové hliny sú najrozšírenejším kvartérnym sedimentom v horskom prostredí, na predkladanej mape sú však zobrazené len významnejšie akumulácie pri úpätí svahov, v lokálnych depresiách, pramenných misách menších doliniek a v oblasti plochých chrbtov v kotlinách a v podhorí.

### **35 deluviálno-soliflukčné hliny a piesčité hliny**

Deluviálno-soliflukčné hliny a piesčité hliny predstavujú periglaciálnu litofáciu svahových hĺn. Sú rozoznateľné najmä podľa svojej typickej soliflukčnej textúry v odkryvoch. Menšie výskyty sú zahrnuté v polygenetických svahových hlinách (36), ako samostatná litofácia sú znázornené len na svahoch Žiarskej kotliny medzi Žiarom nad Hronom a Lutilou.

### **34b deluviálno-proluviálne piesčité hliny a úlomky dejekčných kužel'ov**

Deluviálno-proluviálne dejekčné kužele predstavujú zväčša malé telesá výnosových sedimentov kratších a strmších dolín a doliniek. Na okraji kotlin a v pod-

horí, kde deluviálno-proluviálne uloženiny nadväzujú na uloženiny polygenetických svahových hĺn (36), ide obvykle o piesčité hliny s kolísavým obsahom len mierne opracovaných úlomkov miestnych hornín. V horskom prostredí, kde deluviálno-proluviálne uloženiny nadväzujú na uloženiny svahových sutín (38), ide obvykle o kamenité až balvanovité piesčité hliny.

### **34a deluviálno-fluviálne splachové (ronové) hliny a piesčité hliny**

Všeobecne rozšírené splachové a ronové sedimenty sú zväčša hlinité a piesčito-hlinité, lokálne so zastúpením mierne opracovaných úlomkov miestnych hornín. Tvoria výplne dnešných „suchých“ dolínok (nad pramennou oblasťou dolín), úvalín a rôznych znížení terénu, prípadne akumulácie pri úpätí svahov. Na svahoch zvyčajne prechádzajú do polygenetických svahových hĺn. V horských častiach územia ide len o uloženiny osových častí „suchých“ dolínok, ktoré vzhľadom na nadväznosť na svahové sutiny sú výrazne kamenité až balvanovité.

## **PLEISTOCÉN**

Celkový výzdvih územia centrálnych Západných Karpát v priebehu kvartéru sa prejavil vo vývoji systému riečnych terás, ktorých relatívna výška nad súčasnou úrovňou toku je úmerná veku, ale aj dynamike výzdvihu jednotlivých blokov. Hlavným obdobiam pleistocénu zodpovedajú vysoké, stredné a nízke terasy. Pri vysokých a vyšších stredných terasách sa zachovali len štrkové akumulácie, respektíve ich pozostaky vo forme reziduálnych štrkov. Pri nižších stredných a nízkych terasách sa okrem štrkovej akumulácie miestami zachováva aj nadložný pokrov finálnych nivných hĺn. Finálne nivné hliny spravidla prekryvávajú najmladšiu dnovú štrkovú akumuláciu. Vzťah k terasám umožňuje aj stratigrafické zaradenie proluviálnych výplavových kužeľov hlavných prítokových dolín.

### **Nečlenený pleistocén**

Absencia relevantných kritérií v niektorých prípadoch neumožnila rozlíšenie akumulácií vysokých a stredných terás. Takéto akumulácie sú znázornené ako nečlenený pleistocén.

### **33 fluviálne štrky a piesčité štrky**

Ide o terasové akumulácie fluviálnych štrkov a piesčitých štrkov bez bližšieho určenia stratigrafickej príslušnosti. Litologicky sú obdobné ďalej opísaným štrkom starého a stredného pleistocénu.

## Spodný (starý) pleistocén–premindel

Tomuto obdobiu zodpovedajú štrkové akumulácie vysokých terás a korešpondujúce prolúviálne uloženiny. Zatiaľ čo v prípade fluviálnych štrkov je v niektorých prípadoch možné rozlíšenie na uloženiny 1. vysokej terasy (donau) a 2. či 3. vysokej terasy (günz), pri reliktoch prolúviálnych uloženín bez nadväznosti na definované terasové stupne takéto rozlíšenie nie je možné.

### *Nečlenený premindel*

#### **32 prolúviálne zahlinené piesčité štrky a štrky so silno zvetranými úlomkami hornín**

Prolúviálne sedimenty vo forme reliktov výplavového kužela sa zachovali len v ojedinelých malých výskytoch. Pre nemožnosť porovnania nemôžu byť ani bližšie stratifikované. Charakteristický je vysoký stupeň zvetrania obliakov a fragmentov hornín.

#### **31 fluviálne štrky a piesčité štrky, a) reziduálne štrky**

Ide o tie fluviálne sedimenty vysokých terás starého pleistocénu (pozri ďalej), ktoré nie je možné jednoznačne priradiť k stupňom donau (vysvetlivka č. 30) alebo günz (vysvetlivka č. 29), čiže k 1. alebo 2. a 3. vysokej terase – hoci pri porovnávaní prevažuje afinita ku günzu. Fluviálne štrky a piesčité štrky s charakteristicky vysokým stupňom zvetrania obliakov vystupujú tak vo forme terasových akumulácií (31), ako aj vo forme reziduálnych štrkov (31a).

### *Donau*

#### **30 fluviálne štrky a piesčité štrky**

Relatívne najvyššie položené terasové štrky regiónu sú hronské. Zachovali sa predovšetkým *na pravobrežných okrajoch Zvolenskej kotliny* pri Badíne a na plošine chrbita Stará Kováčová nad Kováčovou. Nasadajú na vulkanoklastiká, báza štrkov je v relatívnej výške +135 až +138 m nad tokom Hrona. Štrky sú v nepatrnej až reziduálnej hrúbke. Prevažujú hrubé až veľmi hrubé obliaky ( $\varnothing$  5–10–15 cm), menej často obliaky strednej veľkosti ( $\varnothing$  2–5 cm). Sú zväčša z kremitých hornín (kremence, kremenné pieskovce, metakvarcity), často až silno navetrané.

Analogické hronské terasové štrky pravobrežia sú aj *pri vstupe do Žiarskej kotliny*. Ide o vrcholovú plošinku Šibeničného vrchu nad Žiarom nad Hronom. Štrky v hrúbke 1–3 m majú svoju bázu v relatívnej úrovni +130 m nad tokom



Hrona. Prevažujú stredno- a hrubo zrnité štrky ( $\varnothing$  obliakov 2–5–10 cm), menej a kolísavo sú zastúpené veľmi hrubé obliaky ( $\varnothing$  10–15 cm) a drobné obliaky ( $\varnothing$  1–2 cm). Navetranie obliakov je výrazne selektívne, mierne pri kremitých horninách, intenzívne pri vulkanických horninách. Mierne prevažujú obliaky vulkanických hornín (andezity, ryolity, resp. bazalty), menej sú zastúpené rozličné kremence, kremenné pieskovce a metakvarcity, málo je kryštalických bridlic (najmä pararuly). Štrky opísanej štrkovej akumulácie patria najpravdepodobnejšie k 1. vysokej terase Hrona (VII). Tomu zodpovedá predgünzský vek, zrejme glaciálny stupeň *donau* (= *eburon*). Sú to v regióne najstaršie zistené sedimenty kvartéru vôbec.

## Günz

### 29 fluviálne štrky a piesčité štrky, a) reziduálne štrky

V *Turčianskej kotline*, pri jej jz. okraji na plošinkách chrbtov v obci a pri obci Sklené, sa zachovalo 6 izolovaných zvyškov vysokej terasy. Štrky jej stupňa tvoria výškovo dvojicu podstupňov. Sú uložené na podložné granitoidy Žiaru (?), priamo v obci na piesčito-štrkovom komplexe pliocénu. Bázy štrkov sú relatívne okolo +70 m (vyšší podstupeň) a +55 až 60 m nad tokom Turca. Štrky tvoria tenké až reziduálnu polohu. Sú prevažne hrubé až veľmi hrubé ( $\varnothing$  5–10 až 15 cm), prakticky bez piesčitej zložky, miestami s charakteristickými, najmä kremencovými balvanovito-blokovitými obliakmi ( $\varnothing$  do 40 cm i viac), ale aj s podielom stredných i drobných štrkov ( $\varnothing$  2–5 cm i 1–2 cm). Navetranie je zväčša mierne až silné pri andezitoch a granitoidných horninách, výrazný prsteneц navetrania vykazujú aj kremence. Z hornín štrkov prevažujú (variabilne) andezity alebo horniny kryštalínika (ruly, migmatity, granitoidy), menej sú zastúpené kremence a kremene.

*Pravobrežie Zvolenskej kotliny Hrona* má zachované štrky akumulácie tohto terasového stupňa tiež v dvoch výškových podstupňoch. Predstavujú polohy malej hrúbky (asi do 1–2 m) alebo len reziduálne (niekoľko dm). Vyskytujú sa pomerne často v podobe izolovaných výskytov malých rozmerov v páse Banská Bystrica – Badín – Sielnica – Kováčová.

Štrky vyššieho podstupňa majú po toku relatívnu výšku bázy +105 m nad tokom Hrona (v Banskej Bystrici nad sídliskom Fončorda a Radvaň, reziduálne na Hôrke nad Kráľovou) a +100 m nad Hronom (Brištia a Kalinovec nad Sielnicou). V nižšom podstupni sú štrky s relatívnou výškou bázy (po toku) +95 m až +90 m nad tokom Hrona (v Banskej Bystrici nad sídliskom Fončorda a Radvaň, resp. svahy nad Badínom, Brištia nad Sielnicou a Kopanice severne od Kováčovej). Na dvoch najjužnejších chrbtoch pravobrežia Zvolenskej kotliny západne a juhozápadne od Kováčovej je relatívna výška dvojice podstupňov terasy

postgenetickým neotektonickým zdvihom strážovskej hrasti zvýšená o 20 m, teda na +120 m až +125 m nad tokom Hrona (vyšší podstupeň) a asi +100 m nad tokom Hrona (nižší podstupeň).

Terasové štrky v Banskej Bystrici sú prevažne strednozrné ( $\varnothing$  2–5 cm), prevládajú kremité horniny, menej sú zastúpené kryštalické bridlice, na Hôrke nad Kráľovou aj andezity a ojedinelé rozvetrané granity. V Zvolenskej kotline poníže Banskej Bystrice ide o piesčité štrky, prevažne hrubé až veľmi hrubé ( $\varnothing$  5–10–15 cm) a často aj strednozrné ( $\varnothing$  2–5 cm). Zastúpené sú obliaky kremencov, zriedkavejšie kryštalických bridlíc. Navetrание obliakov je výrazne selektívne.

Analogické sedimenty sú aj v *Žiarskej kotline*: rezíduum štrkov je prítomné na svahovej teraske Šibeničného vrchu pri Žiari nad Hronom (v podloží štrkov sú bazaltové tufy) v relatívnej úrovni +90 m nad tokom Hrona. Štrky sú rovnaké ako na vrcholovej plošinke (pozri vysv. č. 30). Štrkové rezíduum svahovej terasky na Šibeničnom vrchu prislúcha najskôr k nižšiemu (t. j. mladšiemu) podstupňu.

Podľa zistených morfo pozičných a litofaciálnych údajov o štrkoch uvedených výskytov na mapovanom území (štrkov vyššieho i nižšieho podstupňa terasy) klasifikujeme ich v systéme terás ako akumulácie tzv. druhej (VIb) a tretej (VIa) vysokej terasy. Ide o terasy ľavobrežia Turca a pravobrežia Hrona. Z toho vyplýva, že ako štrky iniciálnych terás pre následný vývoj vlastného pleistocénu (plenipleistocénu) stratigraficky zodpovedajú predplenipleistocénnym glaciálnym stupňom. V revidovanom alpskom systéme ide o *starší a mladší gūnz* (v nordickom systéme o menap a helme).

## Stredný pleistocén (staršia časť)

Tomuto obdobiu (*mindelu*) zodpovedajú štrkové akumulácie vrchných terás vrátane finálnych nivných hĺn a korešpondujúce proluviálne uloženy. Rozlíšenie na uloženy 1. vrchnej terasy (*starší mindel*) a 2. vrchnej terasy (*mladší mindel*) je možné len pri časti fluviálnych štrkov, kde takéto rozlíšenie umožňujú morfometrické údaje. Inde sú uloženy mindelu stratigraficky nečlenené, a to vrátane diviackeho kužeľa v Turčianskej kotline.

### *Nečlenený mindel*

## 28 proluviálne zahlinené piesčité štrky a štrky s úlomkami zvetraných hornín

Proluviálne zahlinené štrky s úlomkami navetranych hornín predstavujú najstarší zistený náplavový kužeľ, ktorý je datovaný podľa morfo pozičného a litofaciálneho vzťahu a porovnania s analogickými akumuláciami terás ako bližšie neidentifikovaný nečlenený *mindel* (*elster*).

## 27 komplex fluviálnych štrkov a ílov diviackeho kužela

Juhovýchodný okraj *Turčianskej kotliny* (s prítokmi z Kremnických vrchov) zaberá v kvartéri najrozsiahljšia a najhrubšia akumulácia štrkov na našom území i v celej kotline vôbec, t. j. proluviálno-fluviálne až fluviálne štrky s ílmi *diviackeho kužela*. Náplavový kužel predstavuje ploché územie na pravobreží Turca v priestore Sklené – Horná a Dolná Štubňa, nazývané Rovná Hora. Kužel pokračuje na sever a severozápad za okraj mapovaného územia, a to aj na ľavobreží Turca severozápadne od Skleného (Čepčiansky a Požežský les). V kuželi sú vrstvy naplavené Turcom i Žarnovicou (Teplícou). Plochá Rovná Hora spolu s koreňom kužela (obojbrežne východne od Skleného) je plošne viac ako polovica celého diviackeho kužela.

Hrúbka akumulácie Rovnej Hory je najväčšia práve na juhu kužela (15 až 20 m). Štrky od juhu prekrývajú náplavy hrubé až 5 m (Dolná Štubňa-juh). Ďalej na sever, už mimo mapovaného územia (Veľký Čepčín), sa hlinitý pokryv vyklíňuje a v pieskoštrkovom súvrství sa objavuje v hrúbke 0,5–1,5 m súvislejšia medzivrstva fluviálnych ílovitých hlín, vytvárajúca s pieskoštrkami jeden komplex. Sedimenty komplexu poznáme najmä z oporného odkryvu v štrkovisku Veľký Čepčín (mimo mapovaného územia; Halouzka in Gašparik et al., 1995). Piesčité štrky oboch vrstiev majú štrky prevažne hrubé ( $\varnothing$  5–10 cm) alebo strednozrné ( $\varnothing$  2–5 cm), menej často drobné ( $\varnothing$  1–2 cm) alebo veľmi hrubé ( $\varnothing$  10–15 cm), zriedkavo až balvanovité ( $\varnothing$  do 20 až 30 cm). V spodnej vrstve je viac hlinitej a hrubopiesčitej prímеси. Obe štrkové vrstvy sú charakteristicky takmer chaotické. Štrky vrchnej vrstvy sú menšieho zrna (prevažuje frakcia  $\varnothing$  2–5 cm) a s menšou prímесou hlín a pieskov. Zloženie obliakov je v priestore variabilné: v koreňovej časti kužela sú prítomné len andezity, v jeho spodnejšej časti a na ľavobreží Turca pribúdajú granitoidy, menej kremence, kremene, vápence a dolomity, ojedinele aj metakvarcity a iné metamorfity, rozvetrané pieskovce paleogénu a iné.

Štrková akumulácia diviackeho kužela sa v minulosti považovala za súčasť diviackych vrstiev pliocénneho veku (Buday, 1962). Činčura (1969) doložil jeho kvartérny vek. Jeho zaradenie do *mindelu* Halouzkom (in Lexa et al., 1982; in Gašparik et al., 1995) je výsledkom analýzy vývoja a morfogénézy k ľavobrežným mindelským terasám Turca v kotline.

### 27a balvanovité štrky prítokových terás Žarnovice a Turca

Osobitným sedimentom kvartéru turčianskej oblasti sú balvanovito-blokovité ( $\varnothing$  15–25–50 cm), dominantne andezitové štrky a obliaky, uložené na nesúvislých úzkych terasách v dolinách Teplice (Žarnovice – vrátane jej ľavých prítokov) a Turca nad Turčekom. Majú takmer kontinuálny pozičný súvis s akumu-



láciou diviackeho kužeľa (uklonenou mierne na západ až severozápad), a preto ich takisto zaraďujeme do *mindelu*.

Severne od masívu Flochovej v oblasti budovanej dolomitmi hronika tieto balvanovité štrky s andezitovým materiálom vystupujú aj v dolinke, ktorá je dnes už mimo dosahu vulkanického komplexu. Predpokladáme erózne odstránenie pôvodne severnejšie ležiaceho okraja vulkanického komplexu. Na podstatnú redukciu rozsahu vulkanického komplexu poukazuje aj skutočnosť, že v balvanovitých štrkoch terasy pri vyústení Žarnovice do Turčianskej kotliny takmer abscentuje materiál mezozoických hornín, hoci v súčasnosti v povodí Žarnovice prevládajú.

## 26 reziduálne štrky

Štrkové akumulácie vysokých terás (vysvetlivka č. 25) na pravobreží Hrona južne od Banskej Bystrice vystupujú miestami už len vo forme reziduálnych štrkov malej hrúbky.

## 25 fluviálne štrky a piesčité štrky, a) s pokryvom mladších splachov

Na južnom okraji *Turčianskej kotliny* (ľavobrežie Turca) v obci Sklené a jej okolí sú izolované menšie výskyty terasových štrkov bez zistenej príslušnosti k niektorému z dvojice podstupňov. Báza príslušnej štrkovej akumulácie má relatívnu výšku klesajúcu v smere toku od +45 až 50 m po +40 m nad tokom Turca. Odvodená hrúbka sedimentov rastúca v smere toku je 2–5 m. Štrky sú prevažne strednozrnne až hrubé ( $\varnothing$  2–5–10 cm), menej veľmi hrubé ( $\varnothing$  10–15 cm) alebo drobné ( $\varnothing$  1–2 cm). Obliačky sú slabo (resp. stredne) zaoblené. Výskyty terasových štrkov v obci majú dominantne zastúpené andezity, menej kremence. Severozápadne od obce úplne prevládajú horniny kryštalinika (ruly, migmatity, hybridné granity, granitoidy), menej je andezitov, najmenej zastúpené sú kremence a kremene.

Vo *Zvolenskej kotline* vystupujú štrkové terasové akumulácie Hrona opísanej generácie (resp. dvojgenerácie) v nesúvislom pásme na pravobreží Hrona od Banskej Bystrice na severe až po Stráže pri Zvolene na juhu paralelne so štrkovými akumuláciami vysokých terás, ale v menšej relatívnej výške nad tokom Hrona. Zatiaľ čo v oblasti Banskej Bystrice bolo možné rozlíšiť obidva podstupne terasy vo všetkých výskytoch čiže celoplošne (pozri ďalej vysvetlivky č. 22 a 23), v strednej a južnej časti kotliny pre izolovanosť výskytov terás takéto rozlíšenie nebolo možné. Akumulácie oboch podstupňov sú síce korektne zmapované, ale zobrazené sú pod spoločnou vysvetlivkou (25), lebo ich bližší vek nemohol byť pri každom výskyte spoľahlivo preukázaný.

V *strednom úseku pravobrežia Zvolenskej kotliny* (v pásme Badín – Sielnica až po okraj Kováčovej) je hrúbka štrkov asi 3–5 m, pri dvoch výskytoch

v Badíne iba reziduálna. Terasové štrky sú uložené obvykle na vulkanoklastikách, pri Badíne aj na horninách mezozoika; ojedinele (jz. od Kováčovej) aj na hronskom štrkovom súvrství pliocénu. Na povrchu štrkov býva zanedbateľný kryt hlín (svahových či splachových). Báza štrkov prvého (vyššieho) podstupňa je na strednom úseku kotliny (sielnicko-sliačskom) v relatívnej úrovni +75 až 80 m nad tokom Hrona. Nižší podstupeň (druhý) má túto relatívnu výšku +55 až 60 m nad tokom Hrona. Pri terase osady Trebuľa nad Kováčovou je báza štrkov asi +40 m nad tokom Hrona. Analogicky porovnaním s inými regiónmi ju interpretujeme ako osobitný (tretí) „najnižší podstupeň“ opisovanej terasovej generácie, nie so všeobecným výskytom.

Sedimenty akumulácií tvoria piesčité štrky so štrkami, prevažne hrubými ( $\varnothing$  5–10 cm) až strednozrnými ( $\varnothing$  2–5 cm), miestami zahlinené alebo s polohami pieskov. Stredne opracované obliaky sú sčasti mierne navetrané. Z hornín sú zastúpené prevažne kremence a kremenné pieskovce (v sprievode kremeňov), menej metakvarcity a kryštalické bridlice, v porovnaní s vysokými terasami zväčša vzrástol podiel andezitov.

*Južný, kováčovsko-zvolenský úsek kotliny* je vlastne vyústením do medzikotlínovej (antecedentnej) doliny Hrona. Sú v ňom 3 výskyt štrkov hronskej terasy opisovaného veku (v dvojici podstupňov): 1. svahová plošina kopca Malá Stráž južne nad sedlom Stráže nad Zvolenom, kde štrky ležia na podložných vulkanoklastikách Hronom „odrezaného“ výbežku Javoria; 2. dvojica (?) svahových plošínok chrbta severne nad Strážami nad Zvolenom (t. j. južného výbežku chrbta Stará Kováčová jz. od obce Kováčová); 3. dve malé svahové plošiny na južnom výbežku chrbta sv. nad obcou Budča. V oboch posledných lokalitách ležia terasové štrky plošínok priamo na pieskoštrkoch tzv. hronského štrkového súvrstvia pliocénneho veku.

Štrky lokalít terasy v južnej časti Zvolenskej kotliny majú akumulácie hrubé až 5 m. Báza terasových štrkov lokality nad Strážami nad Zvolenom (južne od Kováčovej) sa nachádza diskordantne na pieskoštrkoch pliocénu, v relatívnej úrovni +65 m nad tokom Hrona (ako nižší podstupeň? – podľa štrkov hlavnej plošiny lokality). Štrky uvedených lokalít majú na povrchu len nepatrný kryt hlín.

Sedimenty akumulácií terás sú piesčité štrky, prevažne hrubé ( $\varnothing$  5–10 cm) až strednozrné ( $\varnothing$  2–5 cm). Celkový habitus terás sa viac ponáša na sedimenty vysokých terás (nie stredných). Medzi obliakmi prevažujú kremence, kremenné pieskovce a metakvarcity, v porovnaní s vysokými terasami je väčší podiel andezitov a znížil sa podiel kryštalických bridlic.

Na pravobreží *medzikotlínovej doliny Hrona* (s prítokmi) a na *východnom okraji Žiarkej kotliny* v okolí Lutily sú ďalšie výskyt terasových štrkov opisovanej akumulácie (s dvojicou podstupňov): 1. na Hrone pri Trnavej Hore a v Šášovskom Podhradí (Žiar nad Hronom); 2. terasa vo veľkej prítokovej

doline Rudnice (Kremnického potoka) sv. od Starej Kremničky; 3. najvyššia hronská terasa v Žiari nad Hronom, t. j. pravobrežná veľká „nadžiarska“ terasa, pôvodom hronsko-lutilská, dnes predelená zárezom prítokovej doliny potoka Lutila (vtedy sútoková).

Relatívna výška úrovne bázy štrkov je asi +40 m až 45 m nad tokom Hrona a hrúbka štrkov dosahuje 3–5 m (Trnavá Hora, Šášovské Podhradie). Báza štrkov nad tokom Rudnice má relatívnu výšku asi +40 m (Stará Kremnička). Najvyššie terasové štrky Hrona a Lutily medzi intravilánom mesta Žiar nad Hronom a mestskou časťou Lutila majú bázu štrkov v úrovni 305 m n. m., čo je relatívne asi +60 m nad tokom Hrona. Vyššie po Lutile úroveň bázy štrkov stúpa až na 310 m n. m. Hrúbka štrkov je 5–6 m, severnejšie aj viac.

Terasy pri Trnavej Hore a v Šášovskom Podhradí majú riečne opracované aj triedené štrky, prevažne stredozrnné až hrubé ( $\varnothing$  2–5–8 cm). Z hornín sú zastúpené vulkanity (andezity), menej kremence, kremenné pieskovce a kremene, zriedkavo kryštalické bridlice, vzácne silicity a vápnité slieňovce mezozoika. V terase Rudnice (v Starej Kremničke) je prítomná aj frakcia veľmi hrubých štrkov ( $\varnothing$  10–15 cm) a na rozdiel od veľkej lutilsko-„nadžiarskej“ terasy Hrona s Lutilou má medzi obliakmi podstatne zastúpené ryolity a relatívne v malom množstve kremence. Sútoková hronsko-lutilská „nad-žiarska“ terasa (podľa vrto v PD Lutila a odkopov do svahu lutilskej doliny) predstavuje zväčša stredozrnné až hrubé štrky ( $\varnothing$  2–5–10 cm), v ktorých dominujú andezity a ryolity (len zriedkavo sú prítomné kremence, metakvarcity a iné nevulkanické horniny). Je to materiál prevažne lutilského znosu a iba nepatrne hronský, čo poukazuje na priestor vtedajšieho ústenia Lutily s jej prítokmi do Hrona.

Na základe rozboru polohy, pozície a charakteru študovaných terasových štrkov ich klasifikujeme ako akumulácie tzv. vrchných terás (Turca a pravobrežia Hrona) v oboch podstupňoch (V, IV), lokálne i v najnižšom podstupni (IVa). Stratigraficky ide o glaciálne stupne *starší a mladší mindel* (alpský systém), t. j. *starší a mladší elster* (nordický systém). Morfometria pritom pre výskyty v doline Hrona indikuje pravdepodobné zaradenie do nižšieho podstupňa terasových štrkov pri Starej Kremničke (potok Rudnica) a lutilsko-„nadžiarskej“ terasy (Hron) a do „najnižšieho“ podstupňa terasové štrky pri Trnavej Hore a Šášovskom Podhradí (oba výskyty Hron).

## 24 fluviálne finálne nívne hliny

Vystupujú vo forme pokryvu piesčitých štrkov terasovej akumulácie nívnyými ilovitými hlinami (vznievajúcej sedimentácie rieky v koncovej fáze glaciálu). Najvýraznejšie sú vyvinuté na lutilsko-„nadžiarskej“ terase Hrona a Lutily (Žiar nad Hronom – Lutila), kde sa štrková akumulácia terasy končí v hrúbke 3–5 m finálnymi nívnyými ilovitými hlinami (sivohnedé, tuho plastické, miestami prímes



pieskov), ktoré sú diskordantne (s hiátom) prekryté mladšími vrstvami samostatných soliflukčných až splachových (ronových) hĺn.

### ***Starší mindel***

#### **23 fluvialne štrky a piesčité štrky, a) reziduálne štrky**

Takto bližšie stratigraficky zaradené a rozlíšené terasové štrky bolo možné v regióne celoplošne interpretovať iba v severnom úseku Zvolenskej kotliny a časti Bystrického podolia, na pravobreží Hrona v *oblasti Banskej Bystrice*. Ide o rozlíšený stupeň a akumuláciu 1. vrchnej terasy (V).

Niekoľko izolovaných výskytov štrkov a reziduálnych štrkov terasy (sídliisko Radvaň a Fončorda) má v podloží horniny mezozoika. Ich hrúbka je reziduálna alebo do 2 m. Báza štrkovej akumulácie je +70 m nad tokom Hrona. Sedimenty tvoria piesčité štrky (alebo reziduálne štrky), prevažne hrubé ( $\varnothing$  5–10 cm) až strednozrné ( $\varnothing$  2–5 cm), pri reziduálnom výskyte prevládajú strednozrné ( $\varnothing$  2–5 cm) a drobné štrky ( $\varnothing$  1–2 cm). Z hornín sú zastúpené prevažne kremenec a kremenné pieskovce, resp. kremenec, menej granitoidy a rôzne kryštalické bridlice, kolísavý je podiel andezitov, miestami sú ojedinele prítomné zvetrané karbonatické horniny, pieskovce a iné.

### ***Mladší mindel***

#### **22 fluvialne štrky a piesčité štrky, a) reziduálne štrky**

Takto stratigraficky rozlíšené terasové štrky boli celoplošne interpretované tiež iba v *oblasti Banskej Bystrice*. Časť ich výskytov na pravobreží Hrona je vyznačená na predkladanej geologickej mape.

Niekoľko izolovaných výskytov štrkov na sídlisku Fončorda a Radvaň, ako aj pod Hôrkou pri cintoríne v Kráľovej nasadá na horniny mezozoika. Hrúbka štrkov je do 2–3 m, respektíve vystupujú len v reziduálnej forme (22a). Relatívna úroveň bázy štrkov je +60 m nad tokom Hrona (Radvaň, Kráľová), ale aj +50 až +45 m nad tokom Hrona (Fončorda, Radvaň). Nižšia z nich reprezentuje tzv. „najnižší podstupeň“ vrchných terás, analogický s výskytmi vo Zvolenskej kotline pri Kováčovej a v doline Hrona pri Trnavej hore a Šášovskom Podhradí).

V piesčitých štrkoch (resp. reziduálnych štrkoch) prevažujú obliaky hrubé ( $\varnothing$  5–10 cm) až strednej veľkosti ( $\varnothing$  2–5 cm), miestami až veľmi hrubé ( $\varnothing$  10 až 15 cm). Z hornín prevažujú kremenec a kremenné pieskovce (resp. kremenec) s metakvarcitmi, menej sú zastúpené obliaky kryštalických bridlíc, kolísavý je podiel andezitov, zriedkavý je výskyt granitoidov a rôznych hornín mezozoika.

## **Stredný pleistocén (mladšia časť)**

Tomuto obdobiu (*rissu*) zodpovedajú značne rozšírené štrkové akumulácie stredných terás vrátane finálnych nivných hĺn a korešpondujúce prolúviálne uloženy. Okrem výnimiek sú rozlíšené na uloženy 1. strednej terasy (*protoriss*), 2. strednej terasy (*starší riss*) a 3. strednej terasy (*mladší riss*), respektíve na pozične korešpondujúce prolúviálne uloženy náplavových kužeľov.

### ***Nečlenený riss***

#### **21 prolúviálne zahľinené štrky: a) balvanovité, b) s úlomkami hornín**

Ide o prolúviálne uloženy náplavových kužeľov strednopleistocénnych glaciálnych stupňov, pri ktorých nie je preukázaná príslušnosť k jednému z nich.

#### **20 fluviálne štrky a piesčité štrky, a) s pokryvom mladších splachov**

Ide o terasové štrkové akumulácie s pravdepodobnou príslušnosťou k strednopleistocénnemu glaciálnemu stupňu *starší riss* (*drent, sál s. s.*), pri ktorých to zatiaľ nie je s istotou preukázané. Zaraďujeme sem aj nízke fluviálne štrkové stupne v Badínskej, Sielnickej, Ihráčskej a Slaskej doline Kremnických vrchov.

### ***Protoriss***

#### **19 prolúviálne zahľinené štrky: a) balvanovité, b) s úlomkami hornín**

Prolúviálne sedimenty tohto veku sú najstaršie spoľahlivo doložené náplavové kužele v skúmanom území. Sú to podúpätné výskyty z dolín Kremnických vrchov pri *severnom okraji Žitarskej kotliny*. Ide o tri výskyty kužeľov Lehotského potoka (ľavobrežie pri Janovej Lehote) a dva kužele (s limnokvarcitmi) v pásme Slaského potoka severovýchodne od Kosorína.

Povrchové štrky sú silno zahľinené, hrubé až strednozrnité ( $\varnothing$  5–10 cm a 2 až 5 cm) a tiež veľmi hrubé ( $\varnothing$  10–15 cm), málo opracované a slabo vytriedené, s materiálom vulkanitov – najmä andezitov. Paralelizácia s fluviálnou 1. strednou terasou (III), čo zodpovedá stupňu *protoriss*, vyplýva z analýzy sukcesie teleskopicky uložených náplavových kužeľov.

#### **18 fluviálne štrky a piesčité štrky, a) s pokryvom mladších splachov**

V južnej časti *Turčianskej kotliny* sú vyvinuté terasové akumulácie tohto stupňa, ale až za hranicou mapovaného územia (Gašparik et al. 1995). Dobře vyvinuté sú na Pohroní.

Výskyty terasových akumulácií v regióne sú významné na pravobreží stredného Hrona v širšej *Zvolenskej kotline*. V Banskej Bystrici je to veľká, ale rozčlenená tzv. bynskobystrická (mestská) terasa. V dosahu tohto mapovaného územia sú len jej oddelené časti na rázsochách (Fončorda, Radvaň). Ďalej sem zaradíme terasu v Badíne zakrytú náplavmi mladého kužela a výskyty pri kúpeľoch Kováčová (napr. osada Trebuľa), ako aj v obci a okolí obce Kováčová – najmä v sedle Stráže nad Zvolenom.

Hrúbka štrkov je rôzne, napr. až 10 m (Banská Bystrica-mesto) alebo 5 m (vrt Badín), resp. 4–6 m (sedlo Stráže nad Zvolenom). Báza štrkov banskobystrickej (mestskej) terasy je +20 až 22 m nad tokom Hrona (Fončorda) a +30 m nad tokom Hrona (Radvaň); južnejšie potom +25 m pri Badíne, +25 až 30 m pri kúpeľoch Kováčová, +20 až 22 m pri Kováčovej, ale už +30 až 35 m nad tokom Hrona v sedle Stráže nad Zvolenom. Nakoľko ekvivalentnosť výskytov banskobystrickej terasy hronského pravobrežia kotliny je evidentná, uvedené rozdiely relatívnej výšky v pozdĺžnom smere interpretujeme ako neotektonickú diferenciáciu terasy (hrasť v Radvani a výrazná strážovská hrasť) v rozsahu 10–15 m.

Sedimenty terasovej akumulácie sú rozdielne v Banskej Bystrici, Badíne, pri Kováčovej i v Strážach nad Zvolenom. V Banskej Bystrici sú piesčité štrky často zahľinené, s prevahou hrubých a veľmi hrubých ( $\varnothing$  5–10–15 cm) až balvanovitých štrkov (najčastejši  $\varnothing$  do 20–30 cm) nad strednozrnnými ( $\varnothing$  2–5 cm). Zastúpené sú andezity, kremence s kremennými pieskovicami a metakvarciti (resp. kremeňmi), menej silicity a kryštalické bridlice, ojedinele aj vápence. Miestami je na štrkoch aj pôvodný kryt nívnych hĺn (hrúbka 0,5–1,5 m) ako tmavšie sivo-hnedá (až hrdzavo šmuhaná) hlina, ilovito-prachovitá, uľahnutá. V Badíne sú štrky zrnitostne i horninami podobné (prevaha andezitov, najmä v najhrubších frakciách), bez zistenia nívnych hĺn (zato pri Kováčovej sa zachovali aj s naloženou pôdnou fosiliou). V Strážach nad Zvolenom je terasová akumulácia jemnejšia – prevládajú hrubo- až strednozrnné ( $\varnothing$  5–10 cm a  $\varnothing$  2 až 5 cm) piesčité štrky, menej sú zastúpené drobné ( $\varnothing$  1–2 cm) a zriedkavo aj veľmi hrubé ( $\varnothing$  10–15 cm) piesčité štrky. Z hornín sú zastúpené najmä kremence, kremenné pieskovce a metakvarcity (resp. žilné kremene), podiel andezitov je menší a kryštalické bridlice sú prítomné len ojedinele.

Analogické terasové akumulácie sú v menšom počte a rozsahu aj na pravobreží v medzikotlinovej *doline Hrona* od Budče a Zvolena po Žiar nad Hronom. Doložené sú výskyty hronských terás pri Hronskej Dúbrave (1x), pri Trnavej Hore (3x – teraska, terasa Kladianska dolina, terasa Dolina – Čierne zeme), pri Piteľovej (1x – Záhrady). Povrchové štrky rovnovekej terasy sú zmapované aj vo veľkých dolinách pravostranných prítokov z Kremnických vrchov do Hrona: pravobrežie Ihráčskeho potoka v. od Jastrabej, ľavobrežie Kremnického potoka (Rudnice) sv. od Starej Kremničky, pravobrežie potoka Kopernica pod Kopernicou, a najmä pravobrežie Slaského potoka v obci Slaská.



Terasové štrky prislúchajúceho veku v prítokových dolinách (najmä Kremnického potoka) majú hrúbku akumulácie asi 3–5 m a relatívnu výšku ich bázy nad potokmi približne +12 m. Akumuláciu terasy tu tvoria štrky, prevažne hrubé a veľmi hrubé ( $\varnothing$  5–10–15 cm) až balvanovité i blokovité ( $\varnothing$  20–30 i 40 cm), sporadicky frakcia strednozrnných štrkov ( $\varnothing$  2–5 cm). Horniny sú zastúpené takmer výlučne vulkanitmi (70–90 %), najmä andezitmi, menej ryolitmi; zvyšok (zriedkavo) predstavujú kremence (kremenné pieskovce), silicity, metakvarcity a kryštalické bridlice, žilné kremence a iné

Všetky spomenuté výskyty terasovej štrkovej akumulácie sú porovnateľné. Patria k 1. strednej terase (III), ktorá stratigraficky zodpovedá pleistocénemu glaciálnemu stupňu *protoriss* (býv. „*periss*“) s nordickým ekvivalentom v „skorosálskom“ stupni *fuhe*.

## 17 fluviálne finálne nívne hliny

Miestami je na štrkoch zachovaný aj pôvodný kryt finálnych nívnych hĺn hrúbky 0,5–1,5 m. Hliny sú tmavšie, sivohnedé až hrdzavo šmuhané, ílovito-prachovité, miestami aj piesčité.

### *Starší riss*

## 16 proluviálne zahlinené štrky: a) balvanovité, b) s úlomkami hornín

Najvýznamnejšie prolúviá tohto stupňa sú v *Žiarskej kotline*. Výskyty sú v okolí Janovej Lehoty a Slaskej, a to v náplavových kuželoch Lutilského potoka pod Dererovým mlynom (2x), Lehotského potoka pod Janovou Lehotou (3x), Slaského potoka v Slaskej a tokov sústavy Kosorinskeho potoka (1x).

Proluviálne uloženy (Janova Lehota) sú reprezentované silno zahlinenými štrkami variabilnej zrnitosti, zastúpené sú prevažne hrubé až strednozrnné štrky ( $\varnothing$  5–10 a 2–5 cm), zriedkavo veľmi hrubé ( $\varnothing$  10–15 cm) či drobné ( $\varnothing$  1 až 2 cm), zrnitostne málo vytriedené a menej opracované. Materiál predstavujú najmä rozličné andezity, zriedkavo sú prítomné kremence.

Náplavové kužele opísanej generácie sú na strednom Hrone ekvivalentné typovej „*žiarskej terase*“. Sedimenty kužel'ov preto stratigraficky predstavujú takisto starší risský stupeň (glaciál) stredného pleistocénu.

## 15 fluviálne piesčité štrky a štrky, a) s pokryvom mladších splachov

Je to hlavná, všeobecne najčastejšia a najrozšírenejšia štrková terasová akumulácia v regióne. Iba táto terasová akumulácia a akumulácia nasledujúcej, najnižšej terasy majú viac-menej súvislejšie až súvislé pásy výskytov pozdĺž tokov,

čiže akýsi štandardný všeobecný výskyt s nutnosťou opisu len vybraných výskytov terás. Tieto terasy vytvárajú aj plošne najväčšie celky.

V *Turčianskej kotline* najjužnejšie výskyt terasy sú v Sklenom. Štrková akumulácia tu má hrúbku v rozpätí 5–15 m a bázu štrkov v relatívnej výške +13 až 16 m nad tokom rieky Turiec (na jeho ľavobreží). Štrky sú prevažne hrubé až veľmi hrubé ( $\varnothing$  5–10–15 cm), so silno variabilným zastúpením strednozrnnej frakcie ( $\varnothing$  2–5 cm), s malým podielom balvanovitých ( $\varnothing$  15–25 cm) štrkov a ojedinelými blokmi ( $\varnothing$  do 30 až 40 cm). Oproti starším terasám vidieť vzrast podielu andezitov na úkor kryštalických bridlíc. V zložení obliakov prevládajú andezity nad pomerne hojnými metamorfity (občas s pridružením granitoidov), najmä v drobnejších štrkoch sú dosť časté rôzne kremence (i s čiernymi rohovcami a žilným kremeňom).

Rozšírenie terasy na Pohroní je značné v *Banskej Bystrici* a osobitne vo vlastnej *Zvolenskej kotline*. Študované terasové štrky v Banskej Bystrici sú priečnymi dolinkami rozdelené na časti. Hrúbka štrkov tam dosahuje až 8 až 10 m, báza štrkov na Fončorde je +10 m nad tokom Hrona. Na terasovanom dne Zvolenskej kotliny predstavuje sielnicko-kováčovská terasa plošne najväčšiu terasu. Jej štrková akumulácia má hrúbku 6–7 m (pod prolúviom sielnického kužeľa vrt ukázal hrúbku až 10 m). Báza štrkov sielnicko-kováčovskej terasy Zvolenskej kotliny má v celom priebehu relatívnu výšku +11 až 13 m nad tokom Hrona. Pokryvné nívne hliny terasy sú v Banskej Bystrici zanedbateľné, zato na sielnicko-kováčovskej terase sú nívne hliny rozšírené na väčšine jej plochy a dosahujú hrúbku 1,5–2,5 m.

Litológia piesčito-štrkovej akumulácie terasy v bystrickom podolí a vlastnej Zvolenskej kotline sa v priebehu vtedajšieho toku menila. Sedimenty v *Banskej Bystrici* (Fončorda) sú hlinito-piesčité štrky, kde prevažujú hrubé a veľmi hrubé obliaky ( $\varnothing$  5–10–15 cm) nad tiež hojnými balvanovitými obliakmi ( $\varnothing$  do 20 až 40 cm, max.  $\varnothing$  70–80 cm), najmä v spodnej časti, kým ostatné frakcie sú zastúpené len málo. Z hornín prevažujú andezity a kremité horniny (kremence, kremenné pieskovce, metakvarcity, kremeň), pričom dominancia obidvoch je vzájomne kolísavá, skôr v prospech andezitov. Menej sú zastúpené kryštalické bridlice a silicity, zriedkavo aj granity alebo sivé vápence.

*Sielnicko-kováčovskú terasu* reprezentujú piesčité štrky, prevažne hrubé až veľmi hrubé ( $\varnothing$  5–10–15 cm) i balvanovité ( $\varnothing$  do 25 cm), v menšej miere strednozrnne ( $\varnothing$  2–5 cm) a drobné ( $\varnothing$  1–2 cm). V zložení prevládajú kremité horniny (kremence, kremenné pieskovce, metakvarcity, kremeň), len o niečo menší je podiel andezitov, menej sú zastúpené kryštalické bridlice, zriedkavo aj granity.

Na pravobreží *medzikotlinovej doliny Hrona* sú analogické terasové akumulácie pri Budči (hrúbka štrkov 5 m, ich báza v relatívnej výške +10 až 15 m nad tokom Hrona) a v Trnavej Hore až Šášovskom Podhradí (hrúbka štrkov asi 4–8 m, max. do 10 m). Tvoria ich piesčité štrky s hrubými a veľmi hrubými

obliakmi ( $\varnothing$  5–10–15 cm), miestami až s balvanovitými ( $\varnothing$  15 až 25 cm), menej so strednozrnnými ( $\varnothing$  2–5 cm) a drobnými štrkami ( $\varnothing$  1–2 cm). V Budči prevažujú ešte kremité horniny nad vulkanitmi (najmä andezity) a inými horninami. Nižšie dolu Hronom postupne prevládajú vulkanity (andezity, menej ryolity), menej sú zastúpené kremité horniny (kremence, kremenné pieskovce, metakvarcity, kremeň), silicity, kryštalické bridlice a iné horniny.

Analogické terasové akumulácie sú aj v dolinách pravobrežných prítokov Hrona, a to v doline Kremnického potoka (Rudnice) lokality Bartošova Lehôtka a Stará Kremnička a v doline potokov Lutila a Kopernica. Hrúbka terasových akumulácií prítokových dolín je v priemere 3–5 m, báza štrkov je v relatívnej výške +7 až 8 m nad tokmi potokov. V zložení výrazne prevládajú vulkanity, najmä andezity.

Porovnávacie štúdium všetkých výskytov umožnilo stanoviť príslušnosť študovanej terasovej akumulácie k 2. čiže hlavnej strednej terase (IIb), ktorá stratigraficky náleží k pleistocénnemu glaciálnemu stupňu *starsí riss* (nordickému stupňu *drent* čiže *sál s. str.*).

#### 14 fluválne finálne nívne hliny

Pokryvné finálne nívne hliny 2. strednej terasy sú v Banskej Bystrici zanedbateľné (iba na Fončorde ich hrúbka dosahuje 70 cm). Zato na sielnicko-kováčovskej terase sú nívne hliny na väčšine jej plochy a dosahujú hrúbku 1,5 až 2,5 m. Hliny sú prachovito-ílovité až ílovité, okrovo hnedé, hrdzavo a sivo šmuhované, uľahnuté a zvrstvené, naspodu jemne piesčité. Finálne nívne hliny sú aj na terasových štrkoch v Šášovskom Podhradí (pravobrežie Hrona) v hrúbke až vyše 2 m. Ide o prachovito-ílovité a nevápnité hnedé hliny.

#### *Mladší riss*

#### 13 proluviálne zahlinené štrky: a) balvanovité, b) s úlomkami hornín

Vystupujú vo forme proluviáných kužeľov na severe *Žiarskej kotliny*, akumulované potokmi pod vyústením z Kremnických vrchov. Jednotlivé výskytý asociujú s dolinami Lutilského potoka pod Dererovým mlynom, Lehotského potoka pod Janovou Lehotou a Klokočského, resp. Kosorínskeho potoka severne a severovýchodne od Kosorína. Uložieniny (v Janovej Lehoty) sú slabo triedené hlinité štrky, prevažne hrubo- a strednozrnné ( $\varnothing$  5–10 a 2–5 cm), menej veľmi hrubé až balvanovité ( $\varnothing$  10–25 cm). Z hornín sú zastúpené výlučne rozličné typy andezitov.

Podľa vzťahu proluviálnych kužeľov k akumulácii „lovčickej terasy“ Hrona (IIa) ich stratigraficky zaradíme ako glaciálny stupeň *mladší riss*.



## 12 fluvialne piesčité štrky, a) s pokryvom mladších splachov

V *Turčianskej kotline* sú príslušné výskyty štrkov akumulácie najnižšej strednej terasy iba v najjužnejšom cípe kotliny pri Sklenom, na ľavobreží Turca. Hrúbka štrkov je v rozpätí od 4 do 10 m. Báza štrkovej akumulácie je 0 až +2 m (resp. +1 až 3 m) nad hladinou toku Turca. Zrinitosť i zloženie sedimentov je totožné s paralelnou hlavnou strednou terasou (vysvetlivka č. 15).

Pohronie má tento terasový stupeň najvýraznejšie vyvinutý v *Zvolenskej kotline* na pravobreží Hrona – ako tzv. hájnický stupeň (terasu). V Banskej Bystrici je menej rozšírený, významnejšie sa objavuje ako pravobrežná terasa už mimo mapovaného územia na okraji starej historickej časti centra mesta, s povrchom len slabovo vyvýšeným nad nivou. Odtiaľ táto terasa (s prerušeniami bočnými potokmi) pokračuje až po Kremničku.

V Banskej Bystrici je hrúbka akumulácie asi 10–12 m. Báza štrkov (na horninách mezozoika) je tam ustálená v úrovni toku Hrona (t. j.  $\pm 0$  m). Vo Zvolenskej kotline je báza štrkov hájnického stupňa v relatívnej výške +1 až 2 m nad tokom Hrona (resp. v nulovej relatívnej výške). Terasové štrky v pravobrežnej kotline ležia buď na pieskoštrkoch pliocénneho hronskeho štrkového súvrstvia, alebo v menšej časti na miocénnych vulkanoklastikách. Hájnický stupeň (s letiskom Zvolen – Sliač) po prerušení priebehu pokračuje na juh v reliéfe menej výrazným „stupňom“ Kováčová – Stráže nad Zvolenom, s bázou štrkov v relatívnej výške 0 až +1 m nad tokom Hrona. Zistená hrúbka štrkovej akumulácie terasy vo Zvolenskej kotline dosahuje 9 m (na vonkajšom okraji terasy je to len 4–5 m). Povrch väčšiny plochy hájnickej terasy v kotline tvorí kryt finálnych nivných hĺn (vysvetlivka č. 11). V Kováčovej je na štrky najnižšej hronskej terasy naložený celý „visutý“ komplex najmladších štrkov a hĺn (fluvialno-proluviálneho charakteru) Kováčovského potoka.

Sedimenty akumulácie najnižšej terasy v Banskej Bystrici tvoria sčasti silno zahlinené piesčité štrky s prevahou hrubých a veľmi hrubých ( $\varnothing$  5–10–15 cm), resp. až balvanovito-blokovitých obliakov ( $\varnothing$  do 25 cm, max. 50 cm), s menším zastúpením obliakov strednej veľkosti ( $\varnothing$  2–5 cm). V zložení prevládajú kremité horniny (kremence, kremenné pieskovce, metakvarcity, kremeň) a andezity, menej sú zastúpené kryštalické bridlice, zriedkavo aj granity. V Zvolenskej kotline (hájnický stupeň) ide o piesčité štrky (zvrchu hlinito-piesčité) s prevažne stredno- a hrubozrnnými obliakmi ( $\varnothing$  2–5–10 cm), menší je podiel veľmi hrubej (o 10 až 15 cm) a balvanovitej frakcie ( $\varnothing$  okolo 20–25 cm), ako aj drobných štrkov ( $\varnothing$  1–2 cm). Vložky pieskov sú hrubozrnné. Zastúpenie hornín v porovnaní s oblasťou Banskej Bystrice je podobné (andezitov je menej, veľmi malý je podiel kryštalických bridlic a granitov, zriedkavo boli doložené sivé jemné pieskovce).

Na pravobreží *medzikotlinovej doliny Hrona* medzi Budčou a Žiarom nad Hronom je z opisanej najnižšej terasovej akumulácie iba niekoľko drobných výskytov v Budči a medzi Trnavou Horou a Šášovským Podhradím. Báza štrkov v týchto výskytoch je v relatívnej výške 0 až +1 m (Budča) a ďalej po Hrone +5 až 6 m nad tokom Hrona. Hrúbka štrkov je okolo 5 m. Sediment tvoria hrubé a veľmi hrubé štrky ( $\varnothing$  5–10–15 cm), často balvanovité ( $\varnothing$  do 25 cm) až blokovité ( $\varnothing$  do 40–50 cm), len v menšej miere strednozrné ( $\varnothing$  2–5 cm). Z hornín dominujú vulkanity (andezity, menej ryolity), menej sú zastúpené kremité horniny (kremence, kremenné pieskovce, metakvarcity, kremeň) a silicity, zriedkavé sú kryštalické bridlice, ojedinelé aj bazalty.

Analogické terasové akumulácie boli identifikované v malých výskytoch takmer vo všetkých pravobrežných prítokových dolinách Hrona (napr. Stará Kremnička, Lutila a i.). Štrky sú vcelku hrubozrné, v zložení výrazne prevládajú vulkanity, najmä andezity.

Pri štrkoch (resp. hlinách) akumulácie najnižšej terasy bola pozične, litofaciálne a pod. stanovená príslušnosť k 3. strednej terase (IIa) a predposlednému glaciálnemu obdobiu. Stratigraficky teda náležia k poslednému strednopleistocénemu glaciálnemu stupňu – stupňu *mladší riss* (nordickému stupňu *vartan*).

## 11 fluviálne finálne nívne hliny

Finálne nívne hliny končiace sa na prevažnej časti povrchu akumulácie vo Zvolenskej kotline majú hrúbku 1–2 m (v Kováčovej 3–5 m). Hliny sú prachovito-ílovité, okrovo hnedé (hrdzavo a sivasto šmuhané), miestami (napr. Kováčová) až piesčito-ílovité.

## Vrchný (mladý) pleistocén

Tomuto obdobiu (*würmu*) zodpovedajú všeobecne rozšírené štrky dnovej akumulácie a zvyškovej nízkej terasy (vrátane finálnych nívnych hlin) a korešpondujúce proluviálne uloženy náplavových kužeľov.

### *Würm*

## 10 proluviálne piesčito-hlinité štrky s úlomkami hornín

Vystupujú v *Zvolenskej kotline* vo forme najmladších periglaciálnych náplavových kužeľov Badínskeho a Sielnického potoka (tzv. badínsky a sielnický kužeľ) a výnosových sedimentov prechodného typu pod nívnyimi náplavmi Kováčovského potoka v kúpeľoch Kováčová. V severnej časti *Žiarskej kotliny* vystupujú v náplavovom kuželi Lehotského potoka pod Janovou Lehotou a Lutiského potoka pod Dererovým mlynom.

Zistená hrúbka sedimentov je 2,5 m (vrtom v Badíne) a 5–8 m (Sielnica, Kováčová). Vo Zvolenskej kotline sú to hlinito-štrkovité, málo vytriedené náplavy s prevahou hrubých štrkov (Ø 5–10 cm), zložené z miestnych andezitov s nízkym stupňom opracovania. Podobné sú aj zahlinené štrky v Janovej Lehote (dominancia andezitov, zriedkavé kremence, malá vytriedenosť).

Kontinuitne pozičný súvis so štrkovou dnovou akumuláciou *würmu* (vo Zvolenskej kotline aj vrstvový sled) umožnil zhodné datovanie proluviálnych uloženín.

## 9 fluviaľne piesčité štrky dnovej akumulácie, a) s pokryvom mladších splachov – v nízkej terase

Vystupujú ako dnové štrkové akumulácie súvisle vypĺňajúce dná všetkých väčších dolín na mapovanom území, predovšetkým však široké dno doliny Hrona. Štrky sú takmer celoplošne prekryté (v tzv. dolinných nivách) nivnými náplavmi holocénu. Štrková dnová výplň vystupuje na povrch terénu iba v korytách riek a v pásoch okrajových zvyškových vyvýšených stupňov, t. j. v mimonivných, tzv. zvyškových nízkych terasách.

V *Turčianskej kotline* dnové štrky vypĺňajú základ nív Turca, potoka Mýtnik a riečky Žarnovica (Teplica). Ich hrúbka sa pohybuje medzi 4–6–8 m. Sedimenty sú rôzne zahlinené, štrky najmä hrubé a veľmi hrubé (Ø 5–10 až 15 cm), z hornín sú zastúpené najmä andezity, v menšej miere rozličné horniny mezozoika.

Na *Pohroní* ide o dnové štrky Hrona s väčšími prítokmi. Hrúbka dnových štrkov v Banskej Bystrici je najčastejšie 7–8 m. Dno Zvolenskej kotliny má vrstvu štrkov v hrúbke redukovanej na 3–5 m (v prehĺbených korytách do podlažia až 6–7 m). Báza štrkov je v Banskej Bystrici okolo –6 m pod úrovňou toku Hrona (teda asi –8 m pod úrovňou povrchu nivy). *Zvolenskú kotlinu* charakterizuje hodnota –3 až –4 m, v prehĺbených korytách –7 až –7,5 m pod úrovňou toku Hrona. V *doline Hrona medzi kotlinami* (Budča – Žiar nad Hronom) je báza dnových štrkov v úrovni asi od –3 (4) m s poklesom do –5 (6) m až –8 m pod priemernou kótou hladiny toku. Hrúbka štrkovej dnovej akumulácie sa pohybuje v nive obvykle od 5 do 9 m, vo zvyškových nízkych terasách dosahuje 8 až 10 m.

Sedimenty dnovej akumulácie Hrona vykazujú vysokú variabilitu zrnitosti a zloženia. Vcelku najčastejšou frakciou je hrubá (Ø 5–10 cm) a strednozrná (Ø 2–5 cm), menej sú zastúpené veľmi hrubé (Ø 10–15 cm) a drobné štrky. Zastúpenie hornín po toku kopíruje zloženie štrkov akumulácií paralelných dvoch najnižších terás Hrona (vysvetlivky č. 12 a 15).

Štrková výplň dna dolín predstavuje tzv. dnovú štrkovú akumuláciu. Podľa pozično-litofaciálnej charakteristiky ju zaradujeme do posledného sedimentačného cyklu pleistocénu – do stupňa (glaciálu) *würm* (*vislan*, *vistulan*) vo vrchnom pleistocéne.



## 8 fluviálne finálne nívne hliny alebo hliny so štrkami (na zvyškovej nízkej terase)

Fluviálne finálne nívne hliny na tzv. zvyškovej nízkej terase dnovej akumulácie Hrona tvoria povrch príslušných nevýrazných stupňov nad okrajom holocénnej nivy. Na mapovanom území vystupujú v mapovateľnom rozsahu len vo *Zvolenskej kotline* južne od Banskej Bystrice a v *doline Hrona* západne od Zvolena a východne od Žiaru nad Hronom (pod Šibeničným vrchom). Nívne hliny sú charakteristicky svetlejšie (malý obsah humusu), zväčša hnedé až sivohnedé a hrdzavo šmuhované, prachovito-ílovité až jemne piesčité.

Hliny majú litofaciálny charakter nivnej fácie chladného obdobia, a preto ich akumuláciu kladieme do predholocénneho obdobia – do koncových fáz glaciálu, v ktorom sedimentovali podložné štrky (*koniec pleistocénu*, resp. *würmu*).

### PLEISTOCÉN/HOLOCÉN

Do prechodného obdobia *pleistocénu* (resp. *würmu*) a *holocénu* zaradujeme finálne hlinité štrky dnovej výplne nív a korešpondujúce proluviálne uloženiny a deluviálno-fluviálne splachové hliny.

#### *Würm/holocén*

## 7 deluviálno-fluviálne splachové (ronové) hliny a piesčité hliny

Ide o splachové (litologicky variabilné) hlinité sedimenty, kde na základe ich vhodnej úložnej pozície bolo možné stanoviť stratigrafickú pozíciu. Litologicky a geneticky sú ekvivalentné obdobným hlinám nečleneného kvartéru (vysvetlivka č. 34a).

### 6b proluviálne hlinité štrky, miestami s úlomkami hornín

Proluviálne uloženiny náplavových kužeľov prechodného veku sú prevažne piesčito- alebo hlinito-štrkovité. Viacej štrkovitú fáciu majú kužeľčky v Starej Kremničke (pravobrežie potoka Rudnica) a pri Pitelovej (ľavobrežie doliny Ihráčskeho potoka). Materiál je prevažne ryolitový, menej andezitový, s malou vytriedenosťou a opracovanosťou.

### 6a fluviálne finálne hlinité štrky v nivách

Fluviálne piesčité a hlinité štrky tohto veku sú príznačné pre *Žiarsku kotlinu*. Tvoria výplň nívneho dna dolín na horných tokoch Lehotského potoka (v Janovej Lehote) a Kosorínskeho potoka (v Kosoríne a nad Kosorínom vrátane prítokov).

## HOLOCÉN

Obdobie holocénu reprezentujú najmä fluviaálne sedimenty nív, v menšej miere sú prítomné proluviálne uloženiny nívnych náplavových kužeľov, fluviaálno-organické hliny a antropogénne uloženiny.

### **5 fluviaálno-organické humózne hliny, kalové až slatinné**

Sú to nívne hliny, ktoré rastlinný organický materiál obohatil humusom (v miestach zníženín zaplavovaných povodňovými kalmi).

### **4b deluviaálno-proluviálne hlinito-kamenité sedimenty**

Sú obdobné deluviaálno-proluviálnym uloženinám dejekčných kužeľov nečleneného kvartéru, ale ich vzťah k nívovým sedimentom holocénu indikuje ich holocénny vek. Obvykle ide o piesčité hliny s kolísavým obsahom len mierne opracovaných úlomkov miestnych hornín.

### **4a proluviálne hlinité štrky**

Sú obdobné proluviálnym uloženinám náplavových kužeľov pleistocénu, ale ich vzťah k nívovým sedimentom holocénu indikuje ich holocénny vek. Od ďalej opísaných proluviálnych hĺn sa líšia podstatným až prevládajúcim zastúpením obliakov a väčším sklonom náplavových kužeľov.

## **3 proluviálne nívne hliny a piesčité hliny, občas so štrkami**

Najmladšie hlinité proluviálne sedimenty vytvárajú vo *Zvolenskej kotline* drobné, relatívne ploché náplavové kužele po pravobrežnom okraji nivy Hrona medzi Rakytovcami a Kováčovou, ktoré v malej hrúbke nasadajú na holocénne nívne hliny Hrona, resp. sa s nimi prstovito prelínajú. Vyznačujú sa zvýšenou piesčitosťou, resp. prímесou drobných obliakov. Podobné príúpätné kužele sú vyvinuté aj v *Žiarskej kotline* na ľavobreží Lutilského potoka medzi Lutilou a Žiarom nad Hronom.

## **2 fluviaálne nívne sedimenty: hliny, piesčité hliny, štrkovité hliny**

Hlinité alebo štrkovito-hlinité náplavy (povodňové sedimenty) tvoria povrchovú alebo celkovú výplň súčasných dolinných nív riek, riečok a potokov. Hliny a piesčité hliny v hrúbke 0,5–2 m ako najmladší až recentný náplav prekrývajú piesčito-štrkovú dnovú akumuláciu (vysvetlivka č. 9). Hliny sú prevažne

sivohnedé, vcelku siltovité, variabilne ílovité alebo piesčité, na báze niekedy s prímiesou drobných štrkov. V horských dolinách sú nívne hliny silno zaštrkované a tvoria jediná fluviaálnu výplň dna dolín.

Litofaciálny charakter nívnych hĺín nasviedča na depozíciu prevažne v teplom období, čo spolu s pozíciou na štrkoch dnovej akumulácie umožňuje ich zaradenie do *holocénu* (postglaciálu).

## **1 antropogénne sedimenty: navážky, haldy a odkaliská**

Na mape sú znázornené len významnejšie navážky. Ide najmä o násypy železnice Hronská Dúbrava – Horná Štubňa a Horná Štubňa – Handlová. V oblasti Kremnice je viacero banských hald, najmä pri hlavných šachtách a štôľňach. Halda je aj pri ústí dedičnej štôľne pod Šibeničným vrchom východne od Žiaru nad Hronom. Nad Hornou Vsou je odkalisko (akumulácia piesčitého materiálu) z úpravy rúd v Kremnici.



## PETROCHEMICKÁ A PETROLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA VULKANITOV KREMNICKÝCH VRCHOV

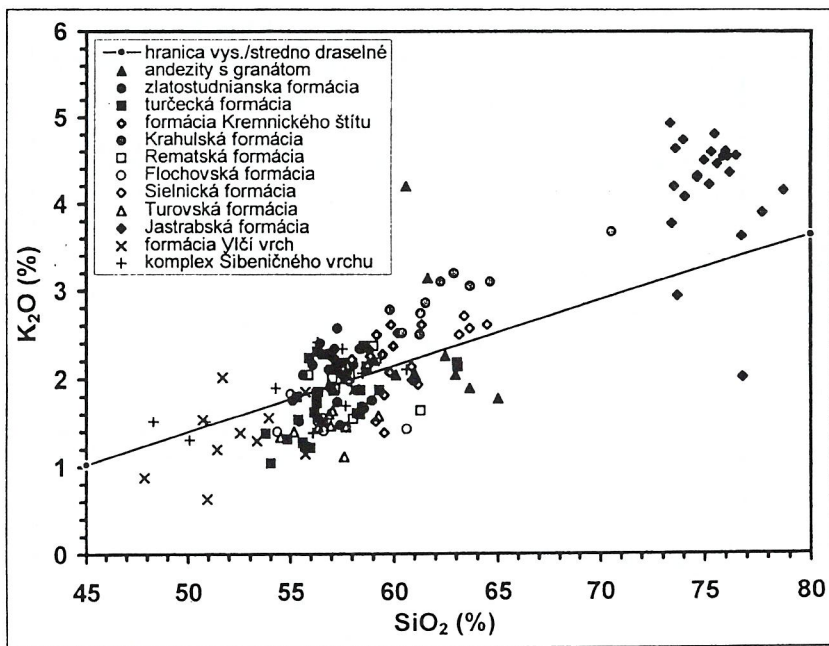
Vulkanity Kremnických vrchov patria k alkalicko-vápenatej, subalkalickej suite vulkanických hornín s diapazónom zloženia od bazaltov po ryolity (obr. 13). Charakteristickými znakmi sú aj vysoký obsah  $Al_2O_3$  v bazaltoch a andezitoch a výrazné znižovanie obsahu Fe s narastajúcim obsahom  $SiO_2$ . Diferenciačné trendy v diagrame  $K_2O-SiO_2$  (obr. 13) ležia okolo hranice stredno a vysoko draselných hornín v zmysle Peccerillo a Taylora (1976). Tomu zodpovedá aj postavenie subvulkanických intruzív štiavnického stratovulkánu v trojuholníku QAP okolo granodioritového trendu. S relatívne vyšším obsahom  $K_2O$  korešponduje vyšší obsah inkompatibilných prvkov Rb, Ba, Cs, La, Ce, Th a nízky obsah Ni, Co, Cr, Sc a V. Charakteristický je aj vysoký pomer La/Yb a La/Y, teda vysoký stupeň frakcionácie ľahkých a ťažkých vzácnych zemín. V tab. 2 sú porovnané niektoré priemerné hodnoty obsahu a pomery prvkov v andezitoch Kremnických vrchov s priemernými hodnotami andezitov oceánskych oblúkov, vyvinutých ostrovných oblúkov, ostrovných oblúkov s kontinentálnou kôrou a kontinentálnych okrajov andského typu podľa Baileyho (1981). Z porovnania vyplýva zaradenie vulkanitov Kremnických vrchov k orogénnej suite s prechodným postavením medzi ostrovným oblúkom s kontinentálnou kôrou a kontinentálnym okrajom andského typu – takéto zaradenie korešponduje s geotektonickou pozíciou vulkanitov v zázemí aktívneho terciérneho oblúka Karpát budovaného v tejto oblasti kontinentálnou kôrou centrálnych Západných Karpát (Lexa a Konečný, 1997).

V porovnaní s andezitmi kontinentálnych okrajov andského typu andezity Kremnických vrchov majú vyšší obsah Fe, Rb, La a Th a naopak, nižší obsah K, Ba, Sr, Zr, Hf, Ni a Cr. Takáto interregionálna korelácia však môže byť ovplyvnená systematickou analytickou odchýlkou vyplývajúcou z rozdielnych analytických metodík pri nedostatočnej konfrontácii so štandardmi.

Obrázok 13 demonštruje „multimodálnosť“ zloženia hornín Kremnických vrchov, ktorá je v súlade so základným geologickým členením. Andezity komplexu andezitov s granátom vykazujú veľkú variabilitu relatívneho obsahu  $K_2O$ . Horniny zlatostudnianskej formácie (predgrabenového štádia) predstavujú relatívne málo diferencovanú skupinu andezitov s obsahom  $SiO_2$  55–62 %. Horniny turčeckej formácie (iniciálneho grabenového štádia) sú viac diferencované a z poľa andezitov zasahujú tak do poľa bazaltov, ako aj do poľa dacitov (52 až 68 %  $SiO_2$ ). Vyšší stupeň diferenciacie vykazujú aj horniny formácie Kremnického štítu a krahulskej formácie (pokročilé grabenové štádium), ktorých vývoj Lexa et al. (1998) spájajú s magmatickým rezervoárom štiavnického

Tab. 2 Porovnanie priemerného obsahu vybraných stopových prvkov (ppm) a ich pomerov v andezitoch Kremnických vrchov s typovými asociáciami ortogénnych (konvergentných) zón podľa Baileyho (1981)

Prvok alebo pomer prvkov	Nizko draselné oceanské oblúky	Stredno draselné oceanské oblúky	Oblúky s kontinentálnou kôrou	Kontinentálne okraje andského typu	Bádenské andezity, Kremnické vrchy	Andezity (turecká formácia), kremnický graben	Sarmatské andezity, Kremnické vrchy	Bazaltické andezity, Vleč vrch	Bazaltické andezity, Šibentný vrch
SiO <sub>2</sub> (%)	57 – 63	57 – 63	57 – 63	57 – 63	57,2	57,25	57,8	55,9	56,73
K (%)	0,51	1,20	1,37	1,95	1,67	1,48	1,49	1,43	1,61
Rb	8,3	28	44	66	56	61	62	109	67
Ba	152	318	395	605	475	609	546	760	429
K/Rb	589	415	311	253	302	282	298	136	352
La	3,0	11,7	17	28,5	25	27	24	47	24
Ce	6,9	23,5	37	61	61	49	45	83	49
Y	25	20	22	15	20	21	21	–	21
La/Yb	1,2	6,4	8,9	16,5	9,8	12,9	10,7	23,8	10,8
La/Y	0,11	0,58	0,93	1,46	1,28	1,71	1,38	–	1,22
K/La	1950	1150	814	715	790	585	657	312	664
Th	0,72	1,95	5,36	6,0	6,5	7,1	6,7	11,8	5,9
Zr	63	111	117	181	115	121	116	94	145
Hf	1,55	2,43	3,44	5,75	4,7	4,0	4,0	4,3	3,9
Zr/Y	2,2	4,7	5,4	14,6	5,8	5,9	4,9	–	7,0
Hf/Yb	0,61	1,3	1,7	3,4	1,8	2,0	1,8	2,2	1,7
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0,7037	0,7036	0,7040	0,7060	0,70713	–	0,70647	–	0,70643



Obr. 13 Formácie a komplexy vulkanitov Kremnických vrchov v diagrame  $K_2O-SiO_2$

stratovulkánu. Sarmatské andezity sú premenlivejšieho zloženia a viac-menej sa prekrývajú s poliami hornín predgrabenového a grabenového štádia.

Z poľa zaujatého uvedenými skupinami hornín sa na jednej strane jasne vymykajú bazalty a bazaltické andezity formácie Vlčieho vrchu a komplexu Šibeničného vrchu (s obsahom  $SiO_2$  48–59 %) a na druhej strane jasne ryodacitov a ryolitov (71–78 %  $SiO_2$ , 3,2–5 %  $K_2O$ ). Zatiaľ čo bazalty a bazaltické andezity s najväčšou pravdepodobnosťou predstavujú magmy minimálne ovplyvnené interakciou s kôrou, ryodacitov a ryolity s najväčšou pravdepodobnosťou predstavujú anatektické kôrové magmy len minimálne ovplyvnené interakciou s magmou plášťového pôvodu.



Tabuľka 3. Analýzy hornín vulkanitov Kremnických vrchov

form./komplex	andezity s granátom - Kremnické vrchy											zlatostudnianska formácia						
vzorka	G-1	G-2	G-3	HZ-1	HZ-2	KPV-1a	KPV-1b	TV-11	ZF-17	ZF-19	ZF-1	ZF-6	ZF-8	ZF-12	ZF-13			
se	SiO <sub>2</sub>	60,10	60,61	62,97	61,64	62,47	65,02	63,64	61,00	57,72	59,06	56,89	57,16	57,20	58,49	57,29		
	TiO <sub>2</sub>	0,59	0,61	0,64	0,72	0,66	0,79	0,79	0,72	0,79	0,73	1,05	1,41	2,10	2,03	2,16		
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,34	17,43	16,72	17,09	16,79	17,12	16,87	16,94	16,90	17,35	17,05	16,28	15,87	17,34	17,11		
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,56	3,35	1,68	2,05	4,10	2,96	4,19	3,38	3,94	4,88	2,89	3,20	4,33	4,42	4,05		
	FeO	3,25	1,67	2,80	1,64	0,78	1,49	0,92	2,92	3,02	2,08	4,60	3,52	2,87	2,87	3,38		
	MnO	0,15	0,06	0,07	0,09	0,12	0,06	0,08	0,12	0,13	0,09	0,18	0,13	0,12	0,11	0,10		
	MgO	2,87	1,32	1,81	1,85	1,86	1,52	1,62	2,47	3,12	3,04	3,21	3,81	4,21	3,61	3,41		
	CaO	5,78	5,52	5,33	5,74	4,89	5,78	5,64	5,44	6,17	6,06	6,28	6,42	6,70	5,02	6,14		
	Na <sub>2</sub> O	2,86	2,93	3,40	3,27	3,23	2,16	3,04	2,93	2,54	2,69	2,62	2,04	2,24	2,26	2,62		
	K <sub>2</sub> O	2,05	4,20	2,05	3,14	2,26	1,78	1,90	2,07	2,08	2,21	2,29	2,34	2,22	1,69	1,74		
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	0,20	0,21	0,18	0,22	0,20	0,19	0,21	0,16	0,17	0,37	0,33	0,32	0,22	0,26		
	celk. S	0,05	0,10	0,06	0,04	0,05	0,04	0,04	0,03	0,18	0,15	0,14	0,11	0,11	0,07	0,14		
	H <sub>2</sub> O + str. Zfh.	1,02	1,22	1,49	0,59	0,86	0,48	0,30	0,82									
	H <sub>2</sub> O -	0,60	0,98	0,12	1,70	2,11	0,92	0,89	1,60	0,11	1,50	1,44	2,54	1,17	1,33	0,86		
	suma	99,41	100,20	99,35	99,74	100,40	100,32	100,11	100,65	99,63	100,21	99,07	99,30	99,47	99,47	99,27		
ppm	Li										11	29	12	10	12			
	Rb	130	87	69							75	65	74	47	53			
	Cs	1,9	2,7	3,1						1,8	<1,0	2,4	2,1	3,2	2,3	2,0		
	Ba	430	500	410								600	590	540	530	450		
	Sr	330	360	380								290	330	480	450	370	380	
	La	22,3	23,8	28,8								25,2	29,0	46,5	48,4	51,6	22,3	23,0
	Ce	41,1	41,4	41,6								69,3	88,3	16,5	37,7	92,1	37,1	45,6
	Sm	3,40	3,13	3,50								3,59	3,57	4,98	5,14	5,15	3,46	3,91
	Eu	1,04	0,98	1,14								1,15	0,98	1,45	1,40	1,33	1,15	1,14
	Tb	<1,0	<1,0	<1,0								<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	1,08	1,24	
	Yb	1,46	2,14	1,60								1,52	3,12	3,50	3,60	2,56	1,93	3,88
	Lu	0,24	0,21	0,20								0,28	0,34	0,33	0,40	0,40	0,41	0,43
	Y	17	15	13								18	20	19	20	19	16	21
	Zr	116	117	117								118	116	112	143	129	104	108
	Hf	4,2	4,1	4,9								1,9	7,5	3,7	5,2	4,9	3,3	4,1
	Th	6,1	7,5	7,7								5,7	5,9	11,1	11,4	11,5	5,4	5,9
	U	3,2	3,8	6,0								<3,0	<3,0	6,1	3,9	6,8	5,0	5,1
	Nb																	
	Ta	<1,0	<1,0	<1,0								<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	
	Be	1,2	1,3	1,2														
	Ni	15	4	5								1	2	8	7	16	2	4
	Co	12	10	8								13	13	21	18	20	13	17
	Cr	15	5	10								20	15	30	50	80	10	10
	V	75	80	45								110	110	115	145	145	80	115
	Sc	13	12	11								18	18	21	22	24	15	19
	Cu	12	4	9								2	3	13	16	40	<1	3
	Pb	<2	<2	<2								<2	<2	<2	7	<2	<2	
	Zn	80	76	107								68	93	86	85	133	68	75
As																		
Sb	1,6	<1,0	<1,0								<1,0	<1,0	1,1	<1,0	3,5	<1,0	<1,0	
Bi	2,0	8,0																
Ga	<20	<20	<20								<10	<10	<10	<10	<10	<10		
F	200	100	100															
Cl																		

Tabuľka 3. Analýzy hornín vulkanitov Kremnických vrchov

form./komplex		zlatostudniarska formácia														
vzorka		ZF-14	ZF-15	ZF-16	ZF-18	ZF-20	ZF-21	ZF-22	ZF-23	ZF-24	ZF-25	ZF-27	ZF-28	ZF-30	ZF-31	ZF-33
%	SiO <sub>2</sub>	56,89	57,30	56,46	58,46	57,20	58,07	58,37	57,69	55,13	58,96	58,57	55,63	57,43	56,36	55,45
	TiO <sub>2</sub>	0,96	0,78	0,77	0,80	0,99	0,80	0,79	0,85	0,79	0,62	0,89	1,05	1,05	1,02	1,12
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,06	18,11	17,34	18,11	17,23	17,47	17,21	17,44	17,85	17,96	17,23	17,18	17,94	17,66	17,64
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,16	6,94	5,00	4,40	3,78	3,79	7,07	5,22	8,48	4,20	3,32	3,41	3,30	3,63	3,90
	FeO	2,05	0,29	2,44	2,48	3,74	3,16	0,07	2,48	0,50	2,44	3,81	5,25	3,74	4,45	4,45
	MnO	0,10	0,12	0,10	0,09	0,12	0,12	0,11	0,12	0,15	0,09	0,13	0,17	0,10	0,13	0,13
	MgO	3,33	3,02	4,03	3,13	3,73	3,53	3,53	3,23	4,13	3,33	3,33	3,23	3,73	3,24	4,03
	CaO	6,73	6,17	6,17	6,03	6,31	6,03	6,31	6,45	6,87	6,31	6,45	6,59	7,29	6,61	7,43
	Na <sub>2</sub> O	2,88	2,50	2,84	3,04	2,92	2,46	2,74	2,76	2,64	2,12	2,44	2,34	2,62	2,85	2,50
	K <sub>2</sub> O	2,11	2,57	2,40	2,34	2,11	2,16	2,34	2,00	1,76	1,76	1,67	2,05	1,48	1,56	1,52
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	0,16	0,19	0,18	0,18	0,16	0,17	0,17	0,16	0,14	0,20	0,23	0,18	0,22	0,19
	celk. S	0,09	0,05	0,16	0,05	0,12	0,10	0,08	0,07	0,11	0,06	0,09	0,11	0,10	0,21	0,09
	H <sub>2</sub> O + str.žih.	0,97	1,78	1,79	0,60	1,01	1,69	1,07	1,20	0,90	1,29	1,29	2,02	0,53	1,47	1,00
H <sub>2</sub> O -	0,03	0,01	0,09	0,01	0,01	0,01	0,01	0,07	0,01	0,04	0,59	0,00	0,00	0,35		
suma	99,55	99,80	99,78	99,72	99,45	99,55	99,87	99,75	99,48	99,32	100,01	99,26	99,49	99,76	99,45	
ppm	Li	9	12	13	16	12	11	12	10	11	8	10	7	10	12	9
	Rb	52	57	65	66	50	54	61	45	40	45	55	62	50	53	43
	Cs	2,0	3,4	2,5	<1,0	2,5	2,8	2,8	1,7	1,7	2,0	2,8	1,4	1,9	1,7	2,1
	Ba	460	600	530	470	420	430	450	470	330	420	390	430	480	430	360
	Sr	350	410	380	370	350	310	350	330	310	340	280	360	340	390	300
	La	19,4	24,0	25,9	28,0	27,0	19,2	29,7	25,4	13,1	15,1	11,2	12,3	11,5	13,2	14,1
	Ce	86,1	65,1	57,5	55,3	84,9	67,9	59,9	93,1	51,2	102,0	64,6	68,0	71,1	57,8	20,9
	Sm	4,05	3,45	4,07	3,53	3,64	3,45	3,55	3,95	3,54	3,73	3,45	3,94	3,02	3,49	2,37
	Eu	1,13	1,06	1,16	1,07	1,06	1,10	1,12	1,23	1,09	1,19	1,09	1,19	1,10	1,28	1,01
	Tb	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	1,13	<1,0	<1,0	1,15	1,29	<1,0	1,10	<1,0	<1,0
	Yb	3,60	2,13	2,98	2,11	3,20	3,26	2,24	2,31	2,51	2,49	3,40	1,83	2,17	2,77	2,69
	Lu	0,28	0,28	0,35	0,32	0,34	0,30	0,40	0,43	0,59	0,32	0,38	0,28	<0,2	0,21	0,31
	Y	21	18	23	20	17	20	20	22	22	18	18	20	19	24	21
	Zr	122	110	120	117	87	111	130	116	93	114	110	120	101	124	107
	Hf	5,5	2,3	5,0	5,5	9,5	6,0	4,2	1,6	3,8	3,2	3,7	6,6	5,5	3,2	3,0
	Th	6,1	5,4	7,3	6,9	4,4	4,5	6,3	5,3	4,0	5,2	5,1	6,2	4,6	5,0	3,5
	U	3,6	3,2	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0
	Nb															
	Ta	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	1,1	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0
	Be															
	Ni	2	<1	3	6	3	2	4	3	1	<1	3	2	3	2	10
Co	16	13	16	14	15	15	14	16	17	13	14	14	17	15	17	
Cr	20	10	10	30	20	20	35	25	15	20	20	20	30	20	40	
V	140	90	135	80	140	125	70	120	165	90	110	100	140	80	160	
Sc	19	16	19	17	20	20	16	21	25	15	18	18	22	15	24	
Cu	2	1	7	7	9	2	5	6	3	1	2	7	3	-1	7	
Pb	4	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	
Zn	84	86	192	90	95	90	266	82	97	79	73	78	74	71	72	
As																
Sb	<1,0	<1,0	<1,0	1,6	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	1,2	1,2	<1,0	<1,0	
Bi																
Ga	11	<10	20	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	
F	400			300	300	300	300	300	300							
Cl	20			20	20	20	40	20								

Tabuľka 3. Analýzy homín vulkanitov Kremnických vrchov

form./komplex	turčecká formácia														
vzorka	TF-1	TF-2	TF-4	TF-5	TF-13	TF-14/2	TF-17	TF-20	TF-21	TF-22	TF-24	TF-25	TF-26	TF-27	TF-29
SiO <sub>2</sub>	58,38	57,54	56,31	54,86	56,61	54,03	55,40	55,34	58,58	56,32	56,60	55,98	56,38	56,30	58,40
TiO <sub>2</sub>	1,05	0,92	0,92	1,05	0,92	1,02	0,92	0,49	1,18	1,48	0,82	0,73	0,75	1,12	0,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,14	17,15	16,80	17,21	18,91	15,75	14,66	15,22	16,59	15,16	16,09	19,58	15,65	15,28	17,68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,06	3,57	4,17	4,46	3,62	4,58	3,44	5,05	4,48	5,13	4,26	4,08	3,71	4,60	6,03
FeO	1,52	3,11	4,31	4,34	2,96	5,49	5,43	3,43	3,16	4,17	3,73	3,76	4,02	3,85	1,95
MnO	0,05	0,10	0,21	0,13	0,09	0,19	0,14	0,14	0,11	0,07	0,14	0,12	0,10	0,09	0,07
MgO	1,41	3,85	3,65	4,56	2,54	5,32	6,29	6,09	2,42	3,94	5,89	2,84	5,19	5,15	2,59
CaO	7,34	6,20	6,20	8,61	7,46	7,96	8,75	7,60	6,32	6,89	7,05	8,05	8,63	8,30	6,32
Na <sub>2</sub> O	3,12	2,04	3,26	2,51	2,76	2,10	2,44	2,34	2,70	2,51	2,83	3,15	2,82	2,75	3,55
K <sub>2</sub> O	1,60	2,18	1,84	1,32	2,28	1,04	1,54	1,80	2,37	2,31	1,51	1,22	1,86	1,73	1,88
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,26	0,23	0,23	0,25	0,28	0,24	0,29	0,28	0,31	0,38	0,23	0,22	0,34	0,25	0,16
celk. S	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,09	0,09					
H <sub>2</sub> O + str. žih.	1,14	2,27	1,72	0,58	1,39	2,25	0,72	1,38	?	1,17	0,78	0,22	0,50	0,50	0,65
H <sub>2</sub> O -															
suma	99,09	99,18	99,65	99,89	99,83	99,99	100,04	99,18	98,31	99,62	99,93	99,95	99,95	99,92	99,98
Li															
Rb	40	72	<10	81	67	50	33	82	27	45	69	65	106	33	61
Cs	1,6	3,4	1,8	1,8	2,7	1,5	2,6	1,1	3,1	4,0	2,2	2,1	2,4	<1,00	2,8
Ba	646	575	1230	813	631	972	490	1000	530	520	525	479	832	646	832
Sr	724	631	1514	1514	1202	3548	708	2512	350	320	380	562	537	501	513
La	24,0	19,9	16,2	20,7	21,3	19,3	26,9	22,3	31,3	29,7	31,7	24,0	25,0	26,0	33,0
Ce	57,9	44,4	46,2	46,8	45,6	50,5	48,3	55,2	52,0	54,5	54,4	46,6	49,0	53,4	63,9
Sm	5,99	5,02	4,96	4,93	5,18	5,35	5,48	5,13	4,92	5,22	4,64	4,07	4,56	4,42	4,65
Eu	1,44	1,20	1,17	1,10	1,31	1,35	1,26	1,28	1,37	1,36	1,26	1,26	1,29	1,30	1,35
Tb	<1,0	<1,0	<1,0	1,63	<1,0	1,16	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	1,21	<1,0	<1,0
Yb	2,99	1,59	1,69	1,92	2,11	1,63	1,69	1,92	2,37	4,46	1,00	2,27	3,28	3,51	2,22
Lu	0,36	<0,20	0,36	0,39	0,27	0,36	0,30	<0,20	0,45	0,33	0,33	<0,20	0,27	0,24	0,33
Y									27	29					
Zr									150	154					
Hf	4,5	4,6	4,2	3,0	4,4	4,1	1,6	3,6	6,2	6,9	3,5	2,6	1,8	3,2	4,6
Th	6,0	5,9	5,3	5,4	5,2	5,2	5,6	6,3	9,4	7,5	8,6	6,6	7,8	7,5	11,0
U	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	3,2	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	3,7	3,4	<3,0	<3,0	<3,0
Nb															
Ta	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0
Be															
Ni	0	14	13	0	12	12	23	25	8	14	35	12	24	23	8
Co	13	15	19	18	13	27	25	26	15	22	29	21	28	27	15
Cr	398	55	339	302	49	468	26	575	40	60	275	18	174	191	28
V	218	263	309	262	218	289	457	339	160	200	240	223	229	251	159
Sc	20	25	25	34	18	37	33	30	21	27	34	26	35	35	20
Cu	7	13	28	16	11	19	34	19	55	97	38	34	69	23	16
Pb	5	10	13	10	28	25	10	15	<2	<2	16	13	14	10	12
Zn	61	29	42	56	21	43	22	28	67	79					
As															
Sb	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	2,1	1,7	2,1	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0
Bi															
Ga	19	6	13	14	18	14	57	8	20	20	13	13	13	13	16
F															
Cl															



Tabuľka 3. Analýzy hornín vulkanitov Kremnických vrchov

form./komplex	turč. form.		formácia Kľakovskej doliny								formácia Kremnického štítu					
vzorka	TF-30	MD-3	VT-22	VT-23	VT-25	VT-31	VT-33	VT-34	VT-40	Fkš-5	Fkš-7	Fkš-9	Fkš-12	Fkš-18	Fkš-19	
SiO <sub>2</sub>	55,62	55,95	63,09	56,20	53,75	63,06	59,31	55,74	58,25	58,65	58,01	58,84	61,33	60,20	59,17	
TiO <sub>2</sub>	0,70	0,85	0,67	0,93	1,23	0,38	0,71	1,08	0,77	0,85	0,88	0,85	0,97	0,92	0,87	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,99	18,64	16,52	17,88	18,09	18,13	16,96	19,68	17,97	16,08	16,44	16,85	15,35	14,95	16,17	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,78	3,33	5,48	7,01	5,99	3,83	5,28	6,60	6,85	4,95	5,54	5,44	4,48	4,12	3,26	
FeO	3,17	4,46	0,73	0,82	3,15	0,34	1,44	0,37	0,62	3,05	2,44	1,72	2,16	2,80	3,74	
MnO	0,11	0,09	0,09	0,13	0,16	0,05	0,12	0,13	0,14	0,10	0,08	0,10	0,09	0,10	0,11	
MgO	3,96	1,91	1,60	4,10	3,38	1,10	3,29	2,97	3,49	3,63	3,23	3,02	2,84	3,04	3,54	
CaO	8,52	8,58	4,26	7,21	7,95	5,26	6,33	7,90	6,56	6,59	5,89	5,19	6,21	6,76	6,75	
Na <sub>2</sub> O	2,85	2,63	3,00	2,70	2,75	3,44	2,85	2,71	2,79	2,38	2,43	2,34	2,60	2,73	2,68	
K <sub>2</sub> O	1,28	2,24	2,14	1,62	1,38	2,18	1,88	1,23	1,61	2,12	2,22	2,33	2,61	2,52	2,50	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,36	0,18	0,18	0,18	0,15	0,17	0,18	0,18	0,32	0,42	0,41	0,25	0,41	0,42	
celk. S			0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,06	0,05	0,05	0,10	0,08	0,15	
H <sub>2</sub> O + str.žih.		0,16	0,66	0,46	0,90	0,77	0,50	0,43	0,33	0,57	1,06	1,36	0,10	0,10	0,21	
H <sub>2</sub> O -		0,65	0,86	0,26	0,37	0,74	0,21	0,27	0,34	0,23	0,25	0,28	0,70	0,50	0,37	
suma	99,94	99,85	99,29	99,50	99,29	99,44	99,05	99,30	99,90	99,58	98,94	98,78	99,79	99,23	99,94	
Li			15	10	12	11	13	9	14	20	20	24	20	20	20	
Rb	<10	107	74	53	42	90	50	36	60	72	76	80	96	84	88	
Cs	1,6	6,1								3,4	3,1	4,6	3,0	2,2	2,5	
Ba	537	631	500	342	284	597	175	302	416	600	630	710	730	680	670	
Sr	562	437	260	311	302	339	47	327	282	460	430	410	470	460	490	
La	27,3	30,8					28,0	23,0	27,0	36,7	42,1	38,6	43,3	45,0	36,8	
Ce	49,6	58,4	53,0	44,0	34,0	57,0	17,0	36,0	44,0	65,6	73,9	74,3	74,3	74,7	66,5	
Sm	4,47	5,26								4,91	5,38	5,00	4,76	5,22	3,93	
Eu	1,28	1,39								1,43	1,49	1,32	1,25	1,41	1,24	
Tb	1,02	<1,0								1,14	<1,0	<1,0	<1,0	1,20	<1,0	
Yb	1,12	2,88								1,71	1,50	2,60	3,14	2,12	3,13	
Lu	0,45	0,42								0,40	0,46	0,41	0,29	0,43	0,29	
Y			26	21	24	17	7	23	20	21	24	21	17	23	20	
Zr			143	89	99	155	50	114	113	131	137	151	122	135	132	
Hf	3,1	5,2								4,6	4,3	3,4	3,4	3,9	3,9	
Th	7,1	9,0								13,8	13,6	15,1	12,8	10,6	10,1	
U	<3,0	8,2								<3,0	<3,0	4,6	3,4	<3,0	<3,0	
Nb										35,0	30,0	30,0	40,0	25,0	30,0	
Ta	<1,0	1,1								1,4	1,8	1,7	1,8	1,3	<1,0	
Be			1,6	0,6	0,9	1,6	1,6	1,3	0,9	1,2	1,4	1,5	1,4	1,1	1,0	
Ni	10	18	4	14	6	4	15	9	12	16	10	12	14	12	12	
Co	19	19	4	13	11	2	<1	8	11	18	17	16	15	16	17	
Cr	100	44	40	65	50	20	45	40	50	80	50	35	45	40	35	
V	302	275	70	160	230	35	20	150	125	145	150	115	135	140	150	
Sc	38	26								22	21	18	19	19	19	
Cu	49	151	6	21	15	13	2	8	29	41	28	28	22	27	28	
Pb	30	22	3	3	2	4	2	1	3	6	1	6	1	6	8	
Zn			56	70	81	54	17	59	77	74	86	73	71	74	78	
As			1,0	1,1	0,8	1,2	1,2	2,1	1,6						2,2	
Sb	<1,0	<1,0	0,2	1,4	0,3	0,4	0,2	1,0	0,1	40,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	380,0	
Bi										10,0	10,0	10,0	12,0	12,0	7,0	
Ga	19	17	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	15	15	20	11	10	10	
F			370	310	260	180	240	370	200	200	200	200	340	200	200	
Cl										140	110	110	90	70	90	

Tabuľka 3. Analýzy hornín vulkanitov Kremnických vrchov

form. /komplex	formácia Kremnického štítu										krahulská formácia				
vzorka	Fk3-20	Fk3-22	Fk3-24	Fk3-26	Fk3-27	Fk3-28	Fk3-31	Fk3-33	Fk3-34	Fk3-35	Fk3-1	Fk3-3	Fk3-13	Fk3-14	Fk3-15
SiO <sub>2</sub>	59,86	59,46	56,96	59,97	57,87	58,75	58,87	57,75	59,81	58,00	61,52	61,30	60,41	61,25	59,83
TiO <sub>2</sub>	0,92	0,99	1,08	0,89	1,02	1,05	0,87	0,92	0,99	0,92	0,72	0,72	0,92	0,89	0,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,91	16,37	16,88	16,11	16,24	16,49	15,83	16,37	15,73	16,01	16,03	15,78	15,50	14,87	15,44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,27	3,29	4,40	5,37	5,04	4,45	5,39	3,93	1,26	6,03	4,20	4,26	4,47	3,97	4,00
FeO	3,16	3,23	3,75	2,49	3,17	3,16	2,66	3,82	3,53	2,98	2,30	2,16	2,44	2,44	2,73
MnO	0,11	0,09	0,10	0,08	0,10	0,10	0,08	0,11	0,10	0,09	0,09	0,10	0,10	0,10	0,10
MgO	3,63	3,75	3,55	2,64	3,34	3,13	3,03	4,05	4,47	3,05	2,12	2,82	3,35	3,04	3,12
CaO	5,89	6,07	7,48	5,78	6,90	6,48	6,76	6,79	7,77	6,34	5,61	5,61	6,34	6,49	6,03
Na <sub>2</sub> O	2,74	2,62	2,20	2,36	2,23	2,35	2,23	2,84	2,75	3,00	2,80	2,90	2,77	2,79	2,40
K <sub>2</sub> O	2,61	2,28	1,90	2,37	1,98	2,15	2,26	2,07	2,08	2,22	2,86	2,74	2,52	2,50	2,78
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,39	0,19	0,39	0,31	0,33	0,31	0,34	0,30	0,35	0,30	0,39	0,37	0,29	0,38	0,20
celk. S	0,14	0,14	0,06	0,08	0,10	0,07	0,07	0,01	0,04	0,05	0,05	0,04	0,11	0,12	0,10
H <sub>2</sub> O + str.žih.	0,04	0,05	0,24	0,48	0,67	0,43	0,54	0,09	0,30	0,32	0,53	0,36	0,03	0,08	0,92
H <sub>2</sub> O -	0,26	0,65	0,35	0,31	0,16	0,14	0,16	0,39	0,38	0,32	0,07	0,23	0,55	0,58	0,33
suma	98,93	99,18	99,34	99,24	99,15	99,06	99,09	99,44	99,56	99,63	99,29	99,39	99,80	99,50	98,85
Li	20	20	16	20	20	16	20	14	16	14	20	20	20	20	20
Rb	88	76	80	100	76	80	92	51	80	62	104	124	84	84	92
Cs	1,9	3,3	2,2	3,3	5,8	1,8	1,6	2,2	1,3	2,9	2,4	3,7	3,1	3,6	4,9
Ba	720	630	610	690	610	570	710	760	540	530	780	740	680	690	720
Sr	480	520	600	490	560	470	550	480	450	470	470	470	470	490	480
La	39,9	37,7	39,6	38,9	39,7	36,5	42,8	37,8	34,6	35,0	46,7	46,0	35,0	38,8	42,5
Ce	74,9	77,5	74,7	75,5	65,3	72,4	72,5	61,7	62,0	70,1	74,4	77,6	65,4	64,5	72,8
Sm	5,02	5,39	5,55	5,01	5,17	5,58	5,92	4,74	4,43	4,70	4,85	4,73	4,66	4,46	4,84
Eu	1,47	1,53	1,39	1,37	1,56	1,52	1,44	1,36	1,34	1,41	1,28	1,36	1,32	1,26	1,28
Tb	<1,0	<1,0	1,15	1,07	<1,0	1,05	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	1,11	<1,0	<1,0	<1,0
Yb	2,30	3,67	2,14	2,72	3,71	2,34	2,78	3,43	2,38	2,11	1,42	1,61	3,64	1,68	2,87
Lu	0,48	0,50	0,55	0,49	0,29	0,34	0,48	0,27	0,36	0,46	0,33	0,39	0,32	<0,20	0,37
Y	21	23	24	21	20	20	25	18	20	21	18	19	18	20	20
Zr	137	141	121	144	123	93	125	140	116	124	128	133	114	122	129
Hf	4,3	3,8	2,8	4,0	3,3	3,2	4,1	4,1	2,6	5,0	3,7	3,3	2,8	3,3	2,9
Th	11,3	9,6	8,9	10,4	8,4	9,4	10,3	12,2	11,8	8,9	17,2	16,8	11,8	12,1	12,5
U	<3,0	<3,0	5,0	3,7	4,7	3,8	<3,0	<3,0	4,4	<3,0	3,9	<3,0	3,4	3,8	4,7
Nb	20,0	25,0	30,0	30,0	35,0	30,0	40,0	15,0	<10	<1,0	35,0	35,0	40,0	40,0	40,0
Ta	1,8	1,8	1,2	1,5	1,8	1,4	1,5	1,8	1,1	1,6	2,2	2,2	2,4	1,9	2,6
Be	1,1	1,1	1,2	1,4	1,1	1,3	1,0	1,1	0,8	0,9	1,4	1,3	1,3	1,2	1,2
Ni	12	12	12	8	14	10	14	17	20	8	10	16	10	9	6
Co	16	16	19	12	17	16	16	19	20	17	13	14	14	15	15
Cr	30	55	45	35	45	30	40	100	90	30	25	50	15	15	15
V	145	165	210	140	175	160	145	150	150	160	110	115	145	155	140
Sc	19	21	25	18	22	22	21	22	23	20	14	17	18	18	17
Cu	27	27	31	17	32	27	18	29	58	25	20	26	20	20	22
Pb	1	8	1	1	1	1	6	0	0	19	0	6	1	6	6
Zn	73	106	78	66	76	78	70	75	76	66	78	66	72	69	77
As															
Sb	50,0	190,0	<1,0	<1,0	20,0	<1,0	<1,0			<1,0			<1,0	80,0	<1,0
Bi	12,0	13,0	12,0	8,0	9,0	10,0	8,0			30,0			11,0	12,0	12,0
Ga	15	20	15	20	15	5	10	15	15	20	15	20	20	15	10
F	200	200	200	200	200	200	200	160	230	290	300	200	200	200	200
Cl	140	140	70	40	70	40	40			70			110	110	90

Tabuľka 3. Analýzy hornín vulkanitov Kremnických vrchov

form./komplex								rematská formácia								
vzorka		Fk3-21	Fk3-29	Fk3-30	Fk3-36	Fk3-37	Fk3-38	RF-1	RF-3	RF-5	RF-7	RF-10	RF-11	RF-13	RF-22	RF-24
SiO <sub>2</sub>	%	64,63	63,67	70,54	62,92	53,26	62,26	58,06	58,70	57,06	58,51	57,90	59,02	61,30	57,70	55,90
TiO <sub>2</sub>		0,79	0,72	0,36	0,72	1,16	0,66	1,02	0,72	0,82	0,99	0,95	0,80	0,77	0,77	0,83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		14,58	15,99	14,35	15,92	17,36	15,90	18,13	15,24	17,82	17,80	18,17	17,72	15,72	17,24	18,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		3,58	4,04	2,34	3,20	5,51	2,68	3,18	3,54	3,72	4,46	4,81	3,22	2,51	2,38	1,99
FeO		2,16	1,45	1,07	1,15	2,03	2,59	4,22	3,82	3,46	3,66	2,91	3,38	3,46	3,97	7,51
MnO		0,08	0,05	0,04	0,10	0,13	0,09	0,10	0,13	0,10	0,11	0,11	0,13	0,10	0,12	0,15
MgO		2,12	1,32	0,61	1,81	3,88	2,24	2,87	4,25	2,77	2,04	2,76	2,87	2,98	4,46	4,46
CaO		4,80	4,95	2,96	5,08	8,23	4,65	6,33	7,01	6,27	6,39	5,96	5,64	5,23	5,91	6,74
Na <sub>2</sub> O		2,73	2,64	2,67	3,30	2,80	3,27	2,27	2,64	2,35	2,44	2,40	3,30	2,66	2,78	2,66
K <sub>2</sub> O		3,10	3,05	3,68	3,20	1,98	3,10	1,55	2,14	2,01	1,68	2,05	2,37	1,64	2,14	2,05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0,08	0,31	0,11	0,31	0,61	0,31	0,22	0,27	0,20	0,23	0,22	0,28	0,20	0,27	0,19
celk. S		0,09	0,12	0,11	0,05	0,12	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,07	0,04	0,01	0,02	0,03
H <sub>2</sub> O + str.žih.		0,35	0,26	0,24	0,18	0,85	0,80	1,52	0,50	1,92	1,40	0,81	0,20	1,59	1,30	0,70
H <sub>2</sub> O -		0,70	0,53	0,18	0,18	0,85	0,08	0,43	0,40	0,30	0,20	0,40	0,40	0,26	0,40	0,40
suma		99,79	99,10	99,26	101,11	98,77	98,66	99,92	99,39	98,82	99,94	99,51	99,37	98,43	99,46	101,81
Li		ppm	20	24	20	26	26	22	12	10	6	12	8			
Rb	108		120	140	176	45	90	77	105	47	44	38	82	146	55	34
Cs	4,7		4,6	6,4	4,9	2,5	6,0	1,9	2,3	2,5	2,6	<1,0	2,2	4,8	1,7	1,8
Ba	860		800	920	1030	540	740	652	530	678	670	413	520	570	470	460
Sr	450		500	340	480	620	460	371	480	485	481	187	430	340	400	380
La	45,8		42,1	53,8	41,1	32,7	41,8	16,3	32,8	18,8	19,6	21,3	27,5	36,2	26,4	25,6
Ce	78,1		77,3	75,8	77,1	66,5	72,1	48,2	54,9	39,7	42,2	43,8	48,1	61,7	38,8	39,9
Sm	4,90		3,83	4,05	4,00	5,35	3,90	4,14	4,28	3,92	4,21	5,32	4,26	5,12	3,76	3,84
Eu	1,28		1,17	0,96	1,19	1,67	1,22	1,19	1,15	1,14	1,19	1,17	1,34	1,26	1,11	1,31
Tb	<1,0		<1,0	<1,0	<1,0	1,20	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	1,10	<1,0	<1,0
Yb	1,00		1,56	1,94	2,62	3,10	1,49	2,54	3,96	1,67	1,19	2,19	1,93	3,12	2,82	2,35
Lu	0,34		0,30	<0,20	0,24	0,38	0,31	0,35	0,44	0,44	0,45	0,31	0,24	0,28	0,31	0,21
Y	19		14	12	14	20	13		190				19	26	20	20
Zr	160		122	115	136	128	137	166	114	105	114	42	123	183	98	111
Hf	3,6		3,1	3,7	3,3	2,8	4,6	4,5	4,1	4,6	4,0	3,7	3,7	6,0	4,4	3,6
Th	15,4		15,7	22,3	16,3	6,5	18,5	6,1	10,2	4,9	6,4	5,6	6,8	12,9	6,5	5,9
U	4,7	4,5	6,5	5,0	<3,0	3,7	<3,0	4,7	4,3	<3,0	<3,0	<3,0	4,3	<3,0	<3,0	
Nb	40,0	45,0	30,0	25,0	10,0	25,0		30,0				20,0	20,0	<20	20,0	
Ta	2,5	2,6	3,3	2,6	1,8	2,7	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	
Be	1,6	2,0	2,6	1,6	0,9	1,2		0,5				0,9	1,2	1,0	0,7	
Ni	10	6	4	7	7	7	<3	20	16	8	21	2	4	<1	1	
Co	11	10	4	11	21	10	15	23	17	14	15	16	15	15	17	
Cr	20	10	<1	10	5	15	14	100	35	19	42	5	15	5	10	
V	110	90	35	85	200	95	108	155	159	75	72	100	125	123	110	
Sc	14	11	5	11	20	11	22	28	25	21	22	19	20	20	21	
Cu	15	16	6	31	26	34	11	57	13	11	15	13	28	11	12	
Pb	10	8	6	0	0	23	24	<5	18	22	21	<5	12	<5	<5	
Zn	59	64	44	66	74	64	76	70	72	96	69	91	66	68	84	
As								2,3								
Sb	<1,0	120,0	<1,0			<1,0	<1,0	1,9	<1,0	<1,0	<1,0	1,9	<1,0	<1,0	<1,0	
Bi	12,0	6,0	5,0			32,0		4,0	2,0	<1						
Ga	20	5	<5	15	20	10	27	<20	25	34	19	<20	20	30	20	
F	200	200	200	230	260	160	50	400	60	80	50	100	100	200	100	
Cl	70	40	70			90		40		20	40					



Tabuľka 3. Analýzy hornín vulkanitov Kremnických vrchov

form./komplex	rem.f.	fiochovská formácia									sielnická formácia					
vzorka	RF-25	MD-1	MD-2	MD-4	MD-5	MD-6	MD-7	MD-10	MD-11	SIF-1	SIF-2	SIF-3	SIF-4	SIF-5	SIF-7	
SiO <sub>2</sub>	57,20	57,70	58,20	55,02	60,62	56,58	54,34	56,62	56,36	63,65	59,13	64,48	60,89	63,15	61,16	
TiO <sub>2</sub>	0,84	0,67	0,50	0,63	0,60	0,63	0,78	0,90	0,74	0,58	0,70	0,57	0,66	0,61	0,56	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,58	17,13	18,74	21,53	17,41	17,36	20,09	17,02	17,34	16,21	18,14	16,23	17,57	16,58	17,49	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,89	6,06	3,12	3,58	4,16	4,21	4,21	4,77	3,98	2,69	3,27	2,76	2,72	2,39	3,76	
FeO	6,61	3,40	3,33	4,25	2,75	3,63	3,76	4,00	4,26	1,50	2,07	1,62	3,02	2,51	2,25	
MnO	0,13	0,09	0,08	0,09	0,09	0,10	0,09	0,14	0,15	0,05	0,07	0,07	0,10	0,08	0,10	
MgO	3,27	3,02	2,32	3,05	2,67	4,04	2,38	4,12	4,56	1,81	2,58	2,17	2,37	2,57	2,17	
CaO	7,71	7,00	8,06	6,31	6,57	8,17	8,79	6,76	6,81	4,49	5,94	4,81	6,19	4,40	5,77	
Na <sub>2</sub> O	2,74	2,30	2,74	2,56	3,58	3,15	2,69	3,10	3,07	3,12	2,13	2,68	2,93	2,70	2,91	
K <sub>2</sub> O	1,90	1,46	1,88	1,83	1,43	1,56	1,40	1,41	1,52	2,57	1,52	2,61	1,99	2,50	1,94	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,21	0,23	0,20	0,24	0,24	0,22	0,28	0,20	0,23	0,22	0,20	0,24	0,21	0,20	
celk. S	0,02									0,09	0,08	0,03	0,04	0,04	0,06	
H <sub>2</sub> O + str.žih.	0,40	0,52	0,25	0,26	0,42	0,26	0,67	0,57	0,23	2,19	2,16	0,99	0,90	1,74	1,05	
H <sub>2</sub> O -	0,25	0,49	0,21	0,76	0,00	0,23	0,50	0,30	0,77	0,19	0,50	0,03	0,01	0,01	0,01	
suma	101,72	100,05	99,66	100,07	100,54	100,16	99,92	99,99	99,99	99,37	98,51	99,25	99,63	99,49	99,43	
Li		11	4	11	10	13	10	11	5							
Rb	25	46	70	32	47	81	67	35	96	120	83	66	61	69	75	
Cs	1,8	1,2	2,8	1,2	1,5	2,0	1,0	2,5	2,5	3,2	3,3	3,6	1,2	3,4	1,9	
Ba	370	603	724	562	501	501	501	550	501	600	380	600	540	580	520	
Sr	410	603	550	479	372	316	501	417	398	410	500	430	430	400	430	
La	23,0	22,4	25,0	21,7	26,5	15,9	23,6	17,2	24,2	41,8	33,3	45,7	23,1	49,4	28,4	
Ce	33,3	41,4	46,4	45,2	45,5	48,3	42,1	44,4	43,5	59,4	53,4	64,0	39,9	62,5	41,1	
Sm	3,59	4,44	4,29	4,07	4,10	4,29	3,94	4,07	4,00	4,06	4,36	4,25	3,61	4,35	3,90	
Eu	1,18	1,24	1,25	1,50	1,32	1,34	1,27	1,17	1,06	1,08	1,25	1,14	1,11	1,26	1,14	
Tb	<1,0	1,30	1,02	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	1,19	1,05	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	
Yb	2,13	2,66	2,70	1,63	2,05	2,92	2,01	1,28	2,42	1,61	1,30	2,72	2,40	2,88	3,53	
Lu	0,45	0,34	0,47	0,41	0,47	0,31	0,50	0,31	0,48	0,30	0,42	0,35	0,28	0,25	0,37	
Y	21									17	19	15	16	16	18	
Zr	105	151	112	159	120	89	83	89	96	118	103	112	107	107	114	
Hf	4,4	3,1	4,5	2,3	3,7	3,0	3,4	3,1	4,9	3,9	3,8	2,8	3,6	3,3	4,3	
Th	4,8	5,8	8,2	5,2	6,3	7,2	5,9	6,4	4,6	12,1	9,2	12,6	6,4	12,1	6,6	
U	4,2	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	8,8	5,5	4,4	<3,0	<3,0	3,2	<3,0	<3,0	<3,0	
Nb	20,0															
Ta	<1,0	<1,0	1,4	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	1,4	<1,0	1,3	<1,0	<1,0	<1,0	
Be	0,9									1,3	1,1	1,3	1,0	1,3	1,1	
Ni	1	9	8	14	<1	8	8	10	12	7	4	9	2	5	9	
Co	16	21	13	24	17	23	18	22	24	9	14	9	11	10	13	
Cr	10	10	18	40	<1	22	13	37	28	15	20	15	10	15	10	
V	130	257	178	275	200	224	200	240	251	95	130	100	90	105	95	
Sc	22	31	19	34	23	32	24	34	34	10	20	17	15	18	16	
Cu	12	13	14	27	17	21	29	9	28	11	11	8	8	10	9	
Pb	<5	22	22	19	12	13	13	10	22	12	<5	<5	<5	<5	<5	
Zn	75									65	83	56	79	66	72	
As														0,9	1,5	
Sb	<1,0	<1,0	<1,0	1,3	1,7	<1,0	<1,0	<1,0	1,6	1,2	<1,0	1,5	<1,0	<1,0	<1,0	
Bi										8,0	8,0	4,0	6,0	0,2	<1	
Ga	30	17	20	14	9	13	13	14	14	-1	20	20	20	11	15	
F	100									100	100	100	200	200	200	
Cl										60	90	40	40	90	100	

Tabuľka 3. Analýzy hornín vulkanitov Kremnických vrchov

form./komplex	sielnická formácia							turovská formácia									
vzorka	SIF-8	SIF-16	SIF-19	SIF-20	SIF-21	SIF-22	TUF-1a	TUF-1b	TUF-2	TUF-3	TUF-12	TUF-13	TUF-15	TUF-16	TUF-17		
SiO <sub>2</sub>	61,06	59,54	60,87	59,54	57,56	63,39	56,97	57,63	59,27	57,12	57,71	56,37	55,18	57,07	56,90		
TiO <sub>2</sub>	0,66	0,72	0,67	0,72	0,75	0,64	0,59	0,73	0,74	0,72	0,96	0,82	0,99	0,99	0,94		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,82	17,56	17,57	16,60	17,87	16,05	13,98	18,78	16,17	15,94	17,82	20,19	17,54	17,42	17,36		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,57	3,42	3,05	4,18	3,19	1,62	1,54	0,70	3,26	2,02	2,80	2,97	2,22	2,55	2,76		
FeO	2,58	2,74	2,73	2,22	2,76	2,73	4,64	3,87	2,41	3,54	4,28	2,83	5,31	4,53	3,96		
MnO	0,09	0,09	0,11	0,11	0,10	0,08	0,10	0,10	0,07	0,09	0,11	0,07	0,12	0,11	0,14		
MgO	2,37	3,77	2,57	4,07	3,95	2,27	7,70	3,86	4,76	5,87	3,55	2,33	4,25	3,34	4,65		
CaO	5,77	6,06	5,36	6,78	6,32	5,09	8,88	7,91	7,47	7,89	6,76	8,17	7,65	7,05	7,29		
Na <sub>2</sub> O	2,93	2,76	2,76	2,50	2,56	2,50	1,80	2,40	2,43	1,88	2,36	2,60	2,36	2,26	2,20		
K <sub>2</sub> O	1,99	1,82	2,14	1,39	2,04	2,71	1,47	1,12	1,58	1,88	1,46	1,46	1,40	1,64	1,94		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21	0,20	0,19	0,16	0,20	0,21	0,16	0,18	0,17	0,17	0,15	0,16	0,30	0,17	0,19		
celk. S	0,05	0,06	0,10	0,03	0,04	0,04	0,05	0,04	0,07	0,03	0,06	0,08	0,05	0,03	0,02		
H <sub>2</sub> O + str. žih.	0,59	0,53	0,84	0,82	1,88	1,97	1,03	1,16	0,60	1,47	0,45	0,63	0,95	1,57	0,80		
H <sub>2</sub> O -	0,01	0,23	0,19	0,61	0,06	0,09	0,01	0,29	0,27	0,18	0,30	0,28	0,15	0,20	0,30		
suma	99,70	99,50	99,15	99,73	99,28	99,39	99,22	99,43	99,68	99,36	99,47	99,71	99,11	99,30	100,50		
Li																	
Rb	34	55	81	130	53	85	<11	43	60	26	58	66	35	77	39		
Cs	<1,0	1,8	1,5	<1,0	1,6	3,7	1,4	1,6	1,2	1,4	1,7	<1,0	2,0	1,5	2,0		
Ba	570	460	520	320	830	600	280	310	380	330	330	340	350	380	380		
Sr	430	420	350	370	430	430	630	460	680	630	390	430	400	400	410		
La	26,4	33,3	32,9	21,6	26,1	42,5	16,7	19,8	19,3	25,5	25,3	19,1	22,4	19,9	21,2		
Ce	41,9	37,8	49,5	38,6	37,6	63,3	25,0	34,0	41,6	36,4	39,7	35,5	35,8	40,8	37,7		
Sm	3,80	3,81	3,99	3,61	3,77	4,45	2,53	3,16	3,78	3,52	4,35	3,72	3,95	3,51	3,81		
Eu	1,01	1,17	1,20	1,11	1,30	1,23	0,76	1,03	1,07	1,02	1,30	1,22	1,23	1,14	1,14		
Tb	1,29	<1,0	<1,0	1,25	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	1,16	<1,0	<1,0	<1,0		
Yb	2,01	1,15	2,81	3,76	2,34	2,20	<1,00	1,58	2,15	2,02	2,37	3,15	1,50	2,36	3,44		
Lu	0,39	0,36	0,38	0,45	0,28	0,41	<0,20	0,41	0,37	<0,20	0,43	0,33	0,21	0,24	0,40		
Y	16	15	17	19	17	17	12	16	19	16	21	20	21	19	21		
Zr	115	111	126	90	118	124	63	73	93	90	87	86	100	99	98		
Hf	4,3	3,3	4,4	1,9	5,1	3,9	2,9	2,7	4,2	2,9	4,6	3,1	3,2	3,6	3,1		
Th	6,5	6,6	8,7	4,7	5,1	12,3	3,3	4,2	6,3	4,8	5,5	4,7	5,5	4,9	4,8		
U	<3,0	<3,0	3,4	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	4,6	<3,0	<3,0		
Nb																	
Ta	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	1,2	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0		
Be	1,0	1,0	1,0	0,6	0,8	1,1	0,3	0,5	0,4	0,3	0,7	0,8	0,5	0,6	0,6		
Ni	2	3	3	6	2	1	40	<1	22	25	1	6	3	2	6		
Co	10	15	13	19	17	11	28	15	19	22	19	12	22	17	19		
Cr	5	20	15	35	10	15	335	30	140	160	15	15	30	20	35		
V	55	110	70	150	120	90	165	140	165	160	155	125	180	175	165		
Sc	14	19	17	33	21	18	34	27	29	29	28	22	31	28	28		
Cu	5	6	7	27	7	7	78	24	55	36	8	11	15	11	10		
Pb	<5	<5	<5	<5	2	1											
Zn	72	74	71	75	78	63	61	69	73	65	78	69	79	83	88		
As											16,0						
Sb	<1,0	1,1	<1,0	1,3	1,6	1,4	<1,0	<1,0	<1,0	1,4	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0		
Bi	6,0	<1	<1	<1		6,0			4,0	<1	<1	2,0	6,0	12,0	6,0		
Ga	20	20	20	20	20	20	30	20	20	20	13	<20	20	20	20		
F	200	100	200	100	100	200	300	200	300	200	290	300	200	200	100		
Cl	40	40	90	200		90			90	90	90	110	60	110	90		

Tabuľka 3. Analýzy hornín vulkanitov Kremnických vrchov

form. /komplex		turovská formácia			jastrabská formácia											
vzorka		TUF-22	TUF-23	TUF-24	Jaf-2	Jaf-7	Jaf-12	Jaf-18	Jaf-25	Jaf-31	Jaf-35	Jaf-36	Jaf-39	Jaf-44	Jaf-46	Jaf-49
SiO <sub>2</sub>	%	54,50	57,70	56,90	76,50	73,55	75,60	76,10	74,98	73,70	73,43	74,06	73,98	76,20	76,01	74,65
TiO <sub>2</sub>		0,88	0,82	0,75	0,09	0,23	0,10	0,07	0,19	0,28	0,30	0,25	0,30	0,08	0,09	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		18,17	18,96	20,02	12,13	13,87	12,90	12,65	13,08	13,91	13,95	13,43	13,46	13,28	12,45	13,13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		3,19	3,79	3,18	0,81	1,27	0,54	1,01	0,78	3,01	1,70	1,50	0,98	0,93	0,64	0,81
FeO		4,69	2,30	2,45	0,40	0,14	0,25	0,22	0,18	0,57	0,43	0,50	0,40	0,36	0,50	0,50
MnO		0,14	0,08	0,09	0,04	0,01	0,02	0,03	0,02	0,05	0,01	0,03	0,01	0,02	0,04	0,02
MgO		4,46	2,67	2,57	0,40	0,61	0,30	0,40	0,40	0,60	0,60	0,70	0,50	0,40	1,01	0,70
CaO		8,11	7,56	8,11	0,84	1,63	1,26	0,98	1,27	2,23	1,54	1,67	1,54	0,80	0,85	1,53
Na <sub>2</sub> O		2,62	3,10	2,98	3,16	3,10	3,38	3,13	2,98	1,94	2,69	2,92	2,66	2,76	2,06	2,72
K <sub>2</sub> O		1,34	2,05	1,60	4,56	4,20	4,46	4,55	4,50	2,94	3,78	4,08	4,74	4,36	4,61	4,30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0,18	0,20	0,18	0,01	0,08	0,04	0,01	0,03	0,17	0,08	0,07	0,08	0,02	0,03	0,14
celk. S		0,02	0,02	0,03	0,04	0,03	0,06	0,04	0,10	0,05	0,07	0,04	0,02	0,03	0,04	0,08
H <sub>2</sub> O + str. žih.		0,70	0,05	0,35	0,52	0,70	0,50	0,40	0,60	0,45	0,75	0,45	0,53	0,40	1,01	0,47
H <sub>2</sub> O -		0,80	0,10	0,40						0,60	0,90	0,60	0,82	0,65	1,12	0,75
suma		0,30	0,40	0,40	0,07	0,07	0,04	0,02	0,20	0,02	0,45	0,07	0,71	0,10	0,74	0,13
		99,40	99,75	99,66	99,57	99,49	99,45	99,61	99,31	100,07	99,94	99,92	100,19	99,99	100,19	99,60
Li	ppm									4	8	4	8	20	22	22
Rb		62	90	15	0	0	0	0	0	155	207	176	167	187	178	185
Cs		1,3	2,4	1,5						5,0	5,2	5,7	12,2	5,5	4,4	5,3
Ba		430	440	340	490	860	890	760	760	895	789	721	787	402	399	463
Sr		400	460	410	90	290	180	160	190	187	127	124	115	51	55	79
La		15,6	22,5	22,0						51,2	41,6	41,6	35,4	25,0	39,2	31,4
Ce		34,4	38,3	35,3						85,3	71,2	74,1	76,2	55,4	55,6	60,5
Sm		3,30	3,72	3,76						5,55	3,32	3,61	3,94	2,98	2,54	2,54
Eu		0,98	0,97	1,23						0,08	0,56	0,73	0,71	0,44	0,39	0,57
Tb		<1,0	<1,0	<1,0						0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50
Yb		2,62	3,25	1,83						3,13	2,12	2,59	2,58	2,16	2,06	2,03
Lu		0,30	0,32	0,41						0,42	0,28	0,26	0,31	0,27	0,26	0,20
Y		19	18	21	12	11	14	11	11	21	16	15	15	12	14	12
Zr		89	105	91	68	126	115	79	35	196	142	127	135	63	56	73
Hf		1,3	3,5	3,0						7,9	7,5	5,1	7,3	4,5	3,1	2,6
Th	3,7	7,9	4,2						20,0	25,2	25,6	24,5	26,4	27,1	22,8	
U	<3,0	3,5	<3,0						3,0	7,0	3,5	4,8	3,7	7,8	6,2	
Nb									10,0	20,0	20,0	10,0	10,0	10,0	10,0	
Ta	<1,0	<1,0	<1,0						2,2	2,4	2,2	1,9	1,7	1,8	1,4	
Be	0,6	0,8	0,7	2,3	1,9	2,3	2,0	2,0	2,0	2,1	2,1	2,6	2,5	1,8	2,1	
Ni	3	10	5	4	1	2	6	<1	1	2	10	7	5	1	1	
Co	21	15	13	<1	1	1	1	<1	4	2	3	2	3	1	3	
Cr	30	25	15	<10,0	5	<10,0	<10,0	<10,0	15	15	15	10	10	15	2	
V	175	150	130	5	25	5	5	10	10	25	25	30	10	10	15	
Sc	29	20	22						3	4	4	4	4	3	3	
Cu	22	60	19	1	2	1	2	2	15	5	6	5	4	2	3	
Pb				23	2	19	19	12	14	16	20	8	20	20	18	
Zn	74	66	67	30	25	22	30	27	30	30	30	30	15	22	24	26
As																
Sb	<1,0	1,2	1,4		1,4				1,5	0,5	1,7	1,2	0,5	0,5	0,5	
Bi		12,0			<1,0	<1,0	10,0		1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	4,0	2,0	
Ga	<20	20	20	20	13	20	20	20	30	20	20	20	20	10	10	
F	200	100	100	200	180	200	100	200	100	200	100	100	100	100	200	
Cl	200	200		40	70	70			100	100	70	10	70	100	70	



Tabulka 3. Analýzy hornín vulkanitov Kremnických vrchov

form./komplex		jastrabská formácia												
vzorka		Jaf-54	Jaf-60	Jaf-63	Jaf-69	Jaf-74	Jaf-76	Jaf-83	Jaf-85	Jaf-86	Jaf-88	Jaf-91	P-13/471	RIN-12
SiO <sub>2</sub>	%	76,80	77,73	75,31	76,77	73,35	75,24	73,61	74,68	75,47	75,87	78,72	74,42	72,20
TiO <sub>2</sub>		0,30	0,08	0,11	0,14	0,23	0,17	0,17	0,20	0,10	0,11	0,02	0,13	0,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		12,96	13,24	12,33	12,05	12,47	11,87	14,07	13,50	13,40	12,71	11,63	12,64	13,69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		1,05	0,60	0,98	1,33	0,84	1,37	0,65	1,65	0,02	0,86	0,88	0,48	0,60
FeO		0,47	0,63	0,36	0,50	1,02	0,43	1,16	0,58	1,56	0,47	0,54	0,73	1,55
MnO		0,01	0,03	0,02	0,03	0,05	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,04	0,03
MgO		0,70	0,23	1,01	0,23	0,84	0,60	0,45	0,41	0,14	0,22	0,13	0,60	1,41
CaO		1,26	0,28	1,12	1,53	1,73	1,97	1,36	1,43	0,92	0,87	0,75	0,85	1,82
Na <sub>2</sub> O		2,82	1,68	2,10	2,93	2,06	2,80	2,67	2,77	3,10	2,89	2,45	1,65	2,26
K <sub>2</sub> O		2,02	3,90	4,60	3,63	4,94	4,22	4,64	4,32	4,81	4,55	4,15	6,52	4,11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0,08	0,04	0,02	0,06	0,09	0,02	0,06	0,11	0,03	0,05	0,28	0,03	0,09
celk. S		0,07	0,01	0,06	0,06	0,03	0,04	0,01	0,03	0,01	0,13	0,07	0,64	
H <sub>2</sub> O + str. žih.		0,45	0,36	1,00	0,06	0,58	0,41	0,69	0,33	0,29	0,63	0,22	0,33	
H <sub>2</sub> O -		0,84	1,36	1,86	0,26	1,79	0,71	0,87	0,61	0,31	0,77	0,67	0,92	1,34
suma		100,20	100,55	100,53	99,76	100,28	99,97	100,92	100,73	100,18	99,70	100,58	100,30	99,43
Li	ppm	28		12	12	24	34		12		24	10	16	13
Rb		142	97	163	175	272	195	163	202	187	201	253	285	125
Cs		4,4	0,5	6,5	5,3	4,8	6,9	2,7	5,1	7,1	4,7	8,0	2,2	2,9
Ba		751	227	464	583	217	392	450	588	436	530	983	245	640
Sr		132	94	49	162	90	71	86	104	54	329	81	115	170
La		35,0	18,6	38,9	46,2	37,2	55,9	37,7	51,6	40,6	44,9	28,8	31,3	36,2
Ce		66,2	55,1	47,3	76,4	61,4	64,1	57,3	71,7	53,8	63,8	48,6	52,9	64,1
Sm		3,35	3,19	3,10	2,31	3,08	4,74	4,89	4,56	5,88	4,63	4,14	3,14	2,94
Eu		0,61	1,07	0,45	0,59	0,37	0,61	0,46	0,59	0,47	0,37	0,24	0,27	0,87
Tb		0,50	0,50	0,50	0,40	0,40	0,40	0,30	0,30	0,40	0,40	0,50	0,50	<1,0
Yb		1,19	1,94	0,50	1,70	2,70	2,50	1,50	2,10	1,90	2,00	2,60	2,40	2,39
Lu		0,27	0,28	0,23	0,25	0,39	0,35	0,22	0,28	0,26	0,31	0,43	0,31	0,29
Y		12	12	10	2	7	6	10	2	16	11	6	11	18
Zr		118	81	76	79	85	85	81	86	79	112	129	52	105
Hf		5,8	4,2	4,8	3,4	3,6	3,8	3,4	3,8	3,1	3,1	3,8	4,8	3,6
Th		19,8	10,2	26,9	23,0	35,6	24,8	21,2	28,3	23,7	24,2	32,9	31,7	14,4
U		1,5	1,5	4,7	4,0	6,8	4,3	4,2	4,9	5,8	3,9	6,4	7,0	4,4
Nb		10,0	13,0	10,0	21,0	17,0	17,0	10,0	14,0	11,0	11,0	17,0	10,0	<10
Ta		0,5	1,2	1,8	2,0	2,5	1,7	1,4	2,0	1,8	1,8	2,5	2,0	1,3
Be		1,1		2,2	1,8	1,5	3,5		2,6		1,3	1,8	2,1	1,5
Ni		3	1	1	2	2	7	1	1	6	4	1	1	4
Co	2	13	2	1	1	2	2	2	1	1	1	1	8	
Cr	15	2	5	20	10	15	2	10	15	35	15	15	10	
V	35	5	15	15	25	10	15	10	10	120	15	5	50	
Sc	5	15	3	3	2	4	3	3	3	3	2	2	10	
Cu	2	4	3	4	7	5	3	4	3	17	3	1	19	
Pb	15	24	19	20	25	16	13	17	21	8	8	8	14	
Zn	25	27	28	22	37	32	32	32	26	69	35	21	80	
As				3,0	4,0	2,0	2,0	5,0	8,0	3,0	7,0			
Sb	0,5	1,5	0,5	<0,2	0,6	0,3	0,3	0,3	<0,2	0,6	0,8	0,5	2,2	
Bi	1,0		1,0	1,0	1,0	1,0		1,0		1,0	1,0	2,0		
Ga	20	10	10	10	10	10	10	10	10	10	20	10	5	
F	200		100	100	200	300		500		300		100	<100	
Cl	40		90	400		300		100		200	300	100	2300	

Tabuľka 3. Analýzy hornín vulkanitov Kremnických vrchov

form./komplex	formácia Vičieho vrchu												
vzorka	VV-13	VV-15	VV-16	VV-17	VV-18	VV-19	VV-20	VV-21	VV-22	VV-23	VV-24	VV-25	VV-27
SiO <sub>2</sub>	57,20	53,91	51,43	47,86	50,74	51,70	55,74	52,54	50,95	53,32	57,10	55,74	58,12
TiO <sub>2</sub>	0,58	0,79	0,84	0,79	0,63	0,91	0,78	0,92	0,83	1,04	0,75	0,71	0,72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,89	18,56	16,68	18,12	17,44	19,14	18,23	19,17	17,14	17,91	18,71	14,72	17,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,20	4,30	6,15	6,88	4,11	5,04	4,60	4,19	5,64	3,27	4,72	3,39	3,33
FeO	3,45	4,47	3,98	3,39	5,00	3,56	3,07	4,69	3,10	5,94	2,56	4,83	3,27
MnO	0,10	0,13	0,13	0,15	0,11	0,12	0,15	0,16	0,16	0,18	0,14	0,14	0,14
MgO	4,02	3,93	5,52	5,45	6,02	3,45	3,42	4,28	4,71	4,89	2,69	6,32	4,31
CaO	7,62	8,75	10,09	9,20	10,19	9,01	6,81	8,18	8,27	8,02	6,02	8,69	6,66
Na <sub>2</sub> O	2,72	2,65	2,07	2,79	2,67	3,17	3,64	3,28	2,25	3,20	3,69	2,46	3,17
K <sub>2</sub> O	2,16	1,56	1,20	0,88	1,54	2,02	1,86	1,39	0,63	1,30	2,18	1,15	1,89
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,38	0,48	0,46	0,32	0,34	0,37	0,46	0,43	0,32	0,38	0,43	0,20	0,32
celk. S													
H <sub>2</sub> O + str.žh.	0,54	0,24	0,44	1,92	0,39	0,46	0,48	0,42	3,79	0,26	0,44	0,60	0,51
H <sub>2</sub> O -	0,44	0,10	0,93	2,07	0,66	0,96	0,42	0,16	2,53	0,21	0,51	0,64	0,32
suma	100,30	99,87	99,92	99,82	99,84	99,91	99,66	99,81	100,32	99,92	99,94	99,59	99,86
Li	6	10	7	7	4	6	11	10	11	16	19	11	11
Rb	90	81	40	100	56	100	96	100	63	107	135	110	141
Cs	1,1	1,5	1,9	4,2	2,6	2,2	2,9	<1,0	2,5	2,1	2,3	1,1	2,7
Ba	851	676	525	741	631	891	955	724	331	575	977	398	891
Sr	603	589	417	437	617	692	933	741	112	562	603	316	661
La	50,7	50,3	35,2	32,8	36,3	43,8	62,9	52,1	51,0	40,8	59,3	25,2	41,3
Ce	99,6	86,3	66,6	69,2	67,4	87,2	109,0	94,0	73,0	80,4	96,6	38,6	68,3
Sm	6,96	6,52	5,95	5,27	5,67	6,00	6,63	6,80	6,41	6,23	5,54	3,83	5,00
Eu	2,11	2,00	1,65	1,55	1,69	1,76	2,01	1,94	1,81	1,71	1,57	1,11	1,42
Tb	1,34	1,72	1,09	<1,0	<1,0	1,66	<1,0	2,33	<1,0	1,25	<1,0	<1,0	<1,0
Yb	2,97	2,11	2,93	2,65	1,91	2,09	2,16	1,49	3,86	2,17	1,35	2,43	1,74
Lu	0,48	0,38	0,40	0,40	<0,20	0,40	0,31	0,44	0,54	0,51	0,46	0,24	0,45
Y													
Zr	144	132	132	132	141	112	100	71	120	81	66	72	66
Hf	4,2	3,5	4,8	5,1	2,6	3,3	5,1	3,7	3,4	4,6	4,9	3,3	4,8
Th	10,9	9,9	7,6	8,4	7,5	10,0	15,3	10,1	9,7	7,8	16,4	7,4	14,9
U	<3,0	5,1	<3,0	<3,0	4,3	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	3,8	<3,0
Nb													
Ta	1,5	1,6	1,5	1,8	<1,0	2,0	3,1	2,5	<1,0	1,5	2,2	<1,0	1,6
Be													
Ni	22	10	23	28	28	17	11	13	17	15	10	34	28
Co	28	27	33	31	30	23	20	27	26	28	20	33	23
Cr	112	33	100	107	159	35	18	19	59	28	16	316	132
V	234	354	302	178	331	282	224	302	132	282	148	200	178
Sc	27	27	35	31	34	22	19	26	30	30	22	42	26
Cu	28	18	38	63	28	48	23	23	19	14	17	56	25
Pb													
Zn													
As													
Sb	<1,0	<1,0	<1,0	1,1	1,2	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	1,4
Bi													
Ga	13	8	10	11	9	13	13	12	8	11	12	10	8
F													
Cl													

Tabuľka 3. Analýzy hornín vulkanitov Kremnických vrchov

form./komplex	komplex Sibeničného vrchu										
vzorka	DS-1	DS-2	DS-3	DS-4	DS-5	DS-6	DS-7	DS-8	Bz-2	Bz-4	VT-1
SiO <sub>2</sub>	59,38	57,53	50,86	56,35	48,31	54,26	50,09	57,69	58,50	60,62	56,11
TiO <sub>2</sub>	1,05	1,00	1,26	1,43	1,56	1,45	1,20	1,43	1,06	0,66	0,89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,32	17,54	17,04	17,31	16,72	17,17	16,57	20,37	17,45	17,29	18,15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,75	2,55	3,53	2,48	3,79	3,85	3,55	3,37	2,68	3,18	5,43
FeO	2,17	3,74	6,68	4,28	6,58	4,21	7,15	0,70	4,97	2,99	2,70
MnO	0,06	0,10	0,15	0,10	0,13	0,10	0,16	0,03	0,12	0,11	0,15
MgO	1,12	2,64	4,37	3,76	6,80	3,86	5,99	0,71	2,47	2,23	3,04
CaO	6,92	7,20	9,04	7,35	8,33	8,05	8,76	6,64	6,13	6,37	7,85
Na <sub>2</sub> O	2,30	2,40	2,76	3,47	3,14	3,70	3,02	3,28	3,10	2,73	2,81
K <sub>2</sub> O	2,24	2,34	1,52	2,42	1,52	1,90	1,31	1,70	2,07	2,11	1,39
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21	0,17	0,16	0,17	0,10	0,12	0,12	0,25	0,48	0,18	0,17
celk. S	0,04	0,02	0,04	0,03	0,05	0,03	0,03	0,03	0,01	0,01	<0,01
H <sub>2</sub> O + str. zřih.	1,62	1,64	0,53	0,05	1,57	0,10	0,65	0,19	0,52	0,32	0,59
H <sub>2</sub> O -	2,80	2,34	1,39	0,32	2,44	2,67	1,04	3,24			
H <sub>2</sub> O -	0,29	0,06	0,21	0,05	0,35	0,33	0,35	0,05	0,50	1,02	0,24
suma	99,66	99,63	99,01	99,52	99,81	101,70	99,34	99,49	100,05	99,82	99,52
Li	6	4	10	12	6	14	8	4	10	10	71
Rb	110	87	68	42	65	38	14	46			130
Cs	3,6	3,5	1,7	2,1	1,0	1,9	1,0	5,8			
Ba	590	420	410	490	290	470	320	380	417	7436	348
Sr	390	350	470	480	400	470	430	430	364	1700	365
La	22,8	19,4	21,5	31,7	14,7	27,9	19,2	25,9			22,0
Ce	46,5	43,1	44,5	57,3	33,1	49,3	40,6	48,4			56,0
Sm	4,67	4,40	4,50	4,97	3,67	5,01	4,14	6,47			
Eu	1,23	1,13	1,36	1,42	1,31	1,45	1,22	1,86			
Tb	1,29	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	1,37	1,29			
Yb	2,28	2,86	3,29	1,87	1,71	1,94	2,29	3,06			
Lu	0,48	0,24	0,22	0,31	0,39	0,27	0,31	0,76			
Y	20	21	21	19	17	17	18	36	25	21	16
Zr	136	130	119	193	112	138	104	130	145	229	96
Hf	4,7	3,7	2,4	4,0	3,1	4,4	3,9	2,6			
Th	8,0	6,2	4,8	7,4	3,6	7,3	3,2	3,1			
U	<3,0	<3,0	3,9	4,5	<3,0	4,0	<3,0	<3,0			
Nb	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	15,0			
Ta	<1,0	<1,0	<1,0	1,5	1,4	1,1	<1,0	1,1			
Be	1,2	1,1	0,7	0,9	0,5	0,7	0,5	1,7		0,9	0,5
Ni	6	7	12	21	53	21	24	15	4	115	43
Co	10	16	33	22	38	24	39	19	16	30	6
Cr	10	15	20	75	170	85	35	40		195	85
V	195	185	190	150	160	165	170	205		175	100
Sc	26	25	29	24	29	27	31	36			
Cu	42	41	19	22	46	22	25	30	15	33	24
Pb									2	1	9
Zn	59	72	88	66	75	67	78	71	82	88	77
As										1,6	14,2
Sb	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	2,4	47,8			0,8
Bi											
Ga	15	10	10	15	10	10	10	10		10	<5
F										370	160
Cl										80	



# CHARAKTERISTIKA TEKTONICKÝCH POMEROV

Kapitolu o tektonických pomeroch územia je účelné rozdeliť na: 1. problematiku tektoniky predvulkanického podložia, ktorá je výsledkom najmä kriedovej orogenézy kolízneho typu s nasledujúcim postihnutím extenznou tektonikou, 2. tektoniku neogénnych vulkanitov, ktorá je výsledkom najmä terciérnej zaoblúkovvej extenzie, 3. neotektoniku, ktorá je odrazom stabilizácie orogénu po skončení horizontálnych pohybov.

## TEKTONIKA PREDVULKANICKÉHO PODLOŽIA

Geofyzikálne údaje a výsledky vrto v oblasti Kremnických vrchov indikujú, že tektonika zakrytých častí predvulkanického podložia sa nevyvíja obrazu známemu z obvodu stredoslovenských neovulkanitov. Na jeho stavbe sa podieľajú tri hlavné tektonické jednotky centrálnych Západných Karpát – tatrikum, veporikum vrátane krížňanského príkrovu a hronikum. Geologická stavba v oblasti Starohorských vrchov (Jaroš et al., 1966), sklenoteplického ostrova (Konečný et al., 1993) a rázdielskeho bloku Tribeča (Ivanička et al., 1998) indikuje, že rozsah tatrika v podloží krížňanského príkrovu je z juhovýchodnej strany limitovaný príkrovom fundamentu veporika, približne na spojnici Riečka – Králiky – Nevoľné – Bartošova Lehôtka – Lutilla. Severozápadne od uvedenej línie spočíva na horninách tatrika krížňanský príkrov a relikticky príkrovov hronika. Juhovýchodne od tejto línie mladšie paleozoikum a mezozoikum veporika vystupuje v autochtónnej pozícii na kryštaliniku veporika a príkrovovú pozíciu vykazujú len horniny hronika.

Tatrikum v skúmanom regióne poznáme len z oblasti jadrového pohoria Žiar. Charakteristickým znakom tatrika v tejto oblasti je hlboká denudácia hercýnskeho kryštalinika pred usadením mezozoického sedimentárneho obalu a tektonická redukcia až absencia ľahko deformovateľných členov spodného a vrchného triasu, jury a spodnej kriedy (Rakús et al., 1984). Štruktúrna analýza rázdielskej časti Tribeča (Hók in Ivanička et al., 1998) dokladá, že v blízkosti koreňovej zóny krížňanského príkrovu sú horniny tatrika, najmä jeho obalovej sekvencie, intenzívne tektonicky postihnuté, čo sa prejavuje deformáciou, tektonickou redukciou najmä vrchných členov vrstvom sledu a prítomnosťou duplexných štruktúr zahŕňajúcich spodné členy obalu a kryštalinikum. Smer tektonického transportu bol od JV na SZ, v súlade s predpokladaným presunom krížňanského príkrovu.

Křížňanský príkrov v sz. časti územia má zliechovský typ sekvencie so stratigrafickým rozsahom stredný trias až alb. Jeho základom sú hrubé a kompetentné súvrstvia gutensteinských vápencov a ramsauských dolomitov. Vyššie, menej kompetentné členy majú tendenciu k odlepeniu na bridliciach keuperu a k nezávislej vrásovo-zlomovej deformácii (Polák et al., 1997). Veľmi častá je tektonická redukcia menej kompetentných členov, najmä súvrství vrchného triasu a jury. V blízkosti koreňovej zóny křížňanský príkrov priberá stratigraficky nižšie členy spodného triasu a mladšieho paleozoika a zhruba od línie Riečka – Králíky – Nevoľné – Bartošova Lehôtka – Lutíla jv. smerom aj horniny veporického kryštalinika. V oblasti koreňovej zóny teda křížňanský príkrov naberá na hrúbke, a to aj vďaka duplexným štruktúram, ktoré sa prejavujú opakovaním sledov (najmä triasových hornín), ale aj tektonickou redukciou niektorých menej kompetentných členov. Duplexné štruktúry sú sprevádzané celkovou deformáciou a prejavmi anchimetamorfózy. Geologická stavba v okolí Ľubietovej, lieskovského chrbta a sklenoteplického ostrova indikuje, že v jv. časti územia v podloží vulkanitov vystupuje kryštalinikum severného veporika s nesúvislým obalom mladšieho paleozoika a mezozoika série Veľkého boku. Pre túto zónu je charakteristická intenzívna deformácia kryštalinika spolu s jeho obalom, sprevádzaná tektonickou redukciou obalu a slabou metamorfózou. Lokálny vývoj duplexov na úrovni spodných členov obalu a kryštalinika sa prejavuje „zavrásnením“ spodných členov obalu do kryštalinika. Ide o systém plochých násunov, pričom stratigrafické sekvencie sa opakujú, ale nevykazujú prevrátené vrstvomvé sledy, čo je charakteristické pre imbríkovú stavbu (Hók in Ivanička et al., 1998).

Veporikum je spolu s nadložným hronikom deformované na systém antiklinálnych a synklinálnych štruktúr veľkého rozmeru, ktoré popri topografii kontrolujú povrchové výskyty veporika a hronika. Pre antiklinálne štruktúry je charakteristické vystupovanie veporika, sčasti vo forme tektonických okien. Naopak, pre synklinálne štruktúry je charakteristická veľká hrúbka hronika. Pre skúmané územie sú rozhodujúce antiklinálne štruktúry v oblasti Čremošného, Starohorských vrchov a Ľubietovskej zóny severného Veporika, ktoré sa južným až juhozápadným smerom ponárajú aj pod vulkanity Kremnických vrchov a na ich prítomnosť usudzujeme na základe vrto.

Andrusov et al. (1973) vyčlenili v rámci hronika spodný, šturecký príkrov a vrchný, chočský príkrov. Odlišnú predstavu prezentoval Havrila (1992, 1993), ktorý uvažuje o sedimentačnom priestore členenom na čiastkové bazény oddelené karbonátovými platformami, z ktorého sa pri kriedovej tektogenéze individualizovalo viacero čiastkových príkrovov. Jednotlivé príkrovy, respektíve čiastkové príkrovy však nie sú zatiaľ s dostatočnou presnosťou definované, ani detailným mapovaním nie je stanovený ich rozsah.

V južnej časti Veľkej Fatry Polák et al. (1997) dokumentujú pod štureckým príkrovom sz. od železničnej stanice Čremošné v malom rozsahu vrstvový sled porovnateľný s najspodnejším, nepalským príkrovom. Nové mapovanie Havrilu v oblasti Starohorských vrchov jv. od Malého Šturca dokumetuje zdvojenie vrstvomého sledu hronika na úrovni lunzkých vrstiev, keď v ich tektonickom nadloží opakovane vystupujú wettersteinské dolomity. Túto situáciu je možné interpretovať ako duplexnú štruktúru štureckého príkrovu, alebo aj ako prítomnosť nižšieho čiastkového príkrovu hronika. O prítomnosti dvoch čiastkových príkrovov hronika svedčí situácia západne od Banskej Bystrice a v podloží južnej časti vulkanitov Kremnických vrchov (Biely, 1979), kde nad spodnou čiastkovou jednotkou hronika reprezentovanou stredno- až vrchnotriasovými horninami vystupuje vyššia čiastková tektonická jednotka hronika reprezentovaná horninami mladšieho paleozoika. Geometrické súvislosti medzi jednotlivými výskytmi hronika v okolí vulkanitov Kremnických vrchov a vo vrtoch v ich rámci nás vedú k názoru, že zatiaľ čo spodná jednotka hronika v zmysle Bieleho (l. c.) môže predstavovať severné pokračovanie príkrovu hronika v sklenoteplíckom ostrove so zastúpením spodnotriasových aj mladopaleozoických členov v jeho južnej časti, vrchná jednotka v zmysle Bieleho (l. c.) môže obdobným spôsobom predstavovať južnú časť štureckého príkrovu. Hók (in Ivanička et al., 1998) argumentuje v prospech modelu, podľa ktorého sú duplexné štruktúry v hroniku, ako aj „zaostávanie“ nižších členov hronika v porovnaní s jeho vyššími členmi spôsobené kolíziou hronika so štruktúrnymi rampami podložného veporika.

Vozárová a Vozár (1988) v súlade s názorom Bieleho (1979) zaradili horniny permu pri Kremničke jz. od Banskej Bystrice k maluzinskému súvrstviu hronika. Podľa Vozára (ústna informácia) litologicky podobné horniny vrchnoskýtskeho veku na kóte Flos západne od Banskej Bystrice s najväčšou pravdepodobnosťou nie sú súčasťou hronika, ale sú korelovateľné s horninami východne od Hrona, ktoré Bystrický (1964) označil ako séria Drienku a v dnešnom tektonickom členení sa zaraďujú k siliciku.

Výrazným fenoménom predvulkanického podložia je výskyt relatívne hrubého komplexu hornín podtatranskej skupiny (centrálneokarpatského paleogénu) medzi Kordíkmi a Handlovou, ktorý je súčasťou takmer súvislého pruhu paleogénnych hornín od Bánovskej kotliny na západe až po Brezniansku kotlinu na východe. Severne alebo južne od tohto pruhu horniny paleogénu buď celkom chýbajú, alebo sú prítomné len v malej hrúbke. Rozšírenie hornín paleogénu pod vulkanitmi spodného bádenu musí byť výsledkom procesov v období spodného miocénu. Predpokladáme, že tektonicky kontrolovaný pokles uvedenej v.-z. zóny uchránil horniny paleogénu pred eróziou. Odrazom tektonického nepokoja už koncom oligocénu je skutočnosť, že pieskovcové súvrstvie egeru v Handlovskej



kotline nasadá na rôzne členy podtatranskej skupiny. Obdobný je predpoklad, že sedimenty egenburgu mali pôvodne podstatne väčší rozsah, ale boli eróziou odstránené v dôsledku vykľutia, ktoré predchádzalo vývoju kordického súvrstvia v spodnom bádene.

## TEKTONIKA VULKANITOV

Vulkanity stredoslovenských neovulkanitov sa vyvíjali v úzkom priestorovom a časovom vzťahu k vývoju hrasťovo-prepadlinovej stavby v dôsledku zaoblúkovej extenzie (Kaličiak et al., 1989; Nemčok a Lexa, 1990). Vývoj hrasťovo-prepadlinovej stavby sa začal v období spodného bádenu pri sv.-jz. orientácii minimálneho stresu, dosiahol maximum v období vrchného bádenu pri v.-z. orientácii minimálneho stresu a pokračoval aj v priebehu sarmatu pri sz.-jv. orientácii minimálneho stresu. Zlomky sz.-jv. smeru s poklesom jz. krídla kontrolovali vývoj kordického súvrstvia, najmä jeho morských facií uložených v hrúbke až 600 m v prepadline sz.-jv. smeru v jz. časti Kremnických vrchov. V geofyzikálnych podkladoch je možné interpretovať jej nadväznosť sz. smerom do hornonitrianskej kotliny a jv. smerom až po trenčskú prepadlinu pri maďarských hraniciach. Dominantným štruktúrnym prvkom vulkanitov Kremnických vrchov je kremnický graben s.-j. smeru, ktorý je severným smerom prepojený s grabenom Turčianskej kotliny a južným smerom s grabenom Žiarskej kotliny (obr. 3). Graben je vymedzený sústavou okrajových zlomov, ktoré podmieňujú stupňovité poklesávanie blokov medzi handlovským chrbtom na západe, kremnickým grabenom, respektíve Žiarskou kotlinou v strede a malachovským chrbtom na východe. Vertikálna amplitúda pohybov na jednotlivých zlomoch je rádovo stovky metrov, celková amplitúda pohybov medzi handlovským, resp. malachovským chrbtom a kremnickým grabenom je okolo 1 500 m a medzi handlovským, resp. malachovským chrbtom a Žiarskou kotlinou okolo 2 500 m. Okrajové zlomy zjavne porušujú sedimenty a vulkanity spodného až stredného bádenu, sú syngenetické s vulkanitmi vrchného bádenu vyplňajúcimi graben (turčecká formácia a formácia Kremnického štítu v celkovej hrúbke okolo 1 000 m) a niektoré z nich sú prekryté vulkanitmi sarmatu (rematskou a flochovskou formáciou). Sarmatské vulkanity porušujú, a teda v priebehu sarmatu si zachovávajú aktivitu len vnútorné okrajové zlomy Žiarskej kotliny a zlom oddeľujúci vulkanity Kremnických vrchov od hornín podložia v Handlovskej kotline (zlom vymedzujúci na západnej strane Turčiansku kotlinu, kremnický graben a Žiarsku kotlinu). Dnešná morfológia Žiarskej kotliny je výsledkom najmä posledných sarmatských pohybov, v rámci ktorých boli poklesy kombinované s pravostrannými laterálnymi pohybmi (Nemčok a Lexa, 1990; Kováč a Hók, 1993).

Od ihráčskeho zlomového pásma s.-j. priebehu, limitujúceho kremnický graben na východnej strane, sa oddeľujú jednotlivé zlomy sv.-jz. smeru, ktoré oddeľujú vulkanity od mezozoika v oblasti Suchého vrchu a severne od Badína, resp. sú sledované ojedinelými dajkami bazaltického andezitu pri Cenove (nad Dolným Harmancom). Aj tieto zlomy boli aktívne pred stredným sarmatom – horniny sielnickej a turovskej formácie ich kolmatujú.

Výrazným štruktúrnym prvkom v strede Kremnických vrchov je kremnická hrasť, ktorej okrajové zlomy lokalizujú rudné žily ložiska Kremnica. Kremnická hrasť, ale najmä tektonické bloky západne od hrasti sú modelované listrickými zlomami, ktoré spôsobili rotáciu blokov s výsledným úklonom až 25° na západ. Tieto štruktúry sú z veľkej časti tiež predsarmatské, pretože horniny flochovskej formácie ich kolmatujú. V oblasti kremnickej hrasti však pohyby museli pokračovať aj v sarmate v súvislosti s umiestnením dajok ryolitov a vývojom rudných žíl. Štruktúrna analýza rudných žíl kremnického ložiska indikuje, že hlavná žilná štruktúra má výrazne listrický charakter s otváraním smerom k povrchu, ktoré bolo kompenzované vývojom antiteckých zlomov druhého rádu (Böhmer, 1966).

Treba uviesť, že v geologickej stavbe ani v geofyzikálnych podkladoch sa zvlášť neprejavuje s.-j. zlomové pásmo medzi Banskou Bystricou a Kováčovou, ktoré tu mnohí autori predpokladajú ako súčasť tzv. zázrivsko-budapeštianskeho (revúckeho) zlomového systému.

Štruktúrne merania na zlomoch a tektonicky porušených horninových komplexoch dokumentujú prevládajúce poklesy, ktoré boli však na zlomoch vhodnej orientácie kombinované aj s horizontálnym posunom (Nemčok a Lexa, 1990; Nemčok et al., 1993; Kováč a Hók, 1993). Hrasťovo-prepadlinová stavba na západ od kremnického grabenu a Žiarskej kotliny je asymetrická, s tvorbou polgrabenov a rotáciou blokov s výsledným úklonom na západ, čo súvisí s listrickým charakterom extenzných zlomov uklonených na východ. Severo-južná os symetrie prebieha východne od kremnického grabenu a Zvolenská kotlina už vykazuje asymetrický pokles s výsledným úklonom na východ. Uvedená os štruktúrnej symetrie je osou relatívne mladého, postsarmatského brachyantiklinálneho vykľutia, indikovaného úrovňou bázy sarmatských vulkanitov, úrovňou hronského štrkového súvrstvia a vývojom antecedentnej doliny Hrona medzi Zvolenskou a Žiarskou kotlinou.

## NEOTEKTONIKA

Územie kvartérnych celkov po okrajoch skúmaného regiónu bolo vo vrchnopliocénno-kvartérnom čiže neotektonickom období vývoja tektonicky veľmi aktívne. Podľa Halouzku et al. (1997) neotektonicko-štruktúrne členenie kvartér-

nych oblastí regiónu (len *negatívne* štruktúry) je takéto (Ggš – gigaštruktúra; Mgš – megaštruktúra; Mkš – makroštruktúra):

Sústava: *Horská sústava Karpát*

Ggš: *Považské kotliny (Turčianska a Žilinská s. l.)*:

1. Mgš = 1,1. Mkš: *Turčianska kotlina*

Ggš: *Strednohorské kotliny a dolina Hrona* (spojené celky):

1. Mgš: komplex *Zvolenskej (s. l.) kotliny a dolina Hrona* (Budča – Šášovské Podhradie)

1,1. Mkš: *Zvolenská kotlinová makroštruktúra* (= sliáčsko-bystrický kotlinový dvojcelok)

1,4. Mkš: *dolina Hrona* (Budča – Šášovské Podhradie)

3. Mgš: komplex *Žiarska kotlina a dolina Hrona* (Bzenica – Hronský Beňadik)

3,1. Mkš: *Žiarska kotlina*

Hlavné neotektonické štruktúry členenia teda z hľadiska sedimentácie kvartéru tvoria v regióne 4 makroštruktúry: Turčianska kotlina, tzv. zvolenská kotlinová makroštruktúra (t. j. sliáčsko-bystrický dvojcelok kotliny), medzikotlinová dolina Hrona (medzi Zvolenskou a Žiarskou kotlinou) a Žiarska kotlina.

Najvýznamnejšie neotektonické zlomy sú: západné okrajové zlomy Turčianskej kotliny (s južným odštepným zlomom Budiš – Sklené), ktorých odrazom je výšková diferenciácia terás na ľavobreží a pravobreží Turca; západný okrajový zlom Žiarskej kotliny (zväčša už mimo mapovaného územia), prejavujúci sa najmä vo výškovej diferenciácii sedimentov pliocénu; lutilský zlom v Žiarskej kotline, ktorý sa prejavuje vo výškovej diferenciácii sedimentov pliocénu a staršieho pleistocénu; západné okrajové zlomy Zvolenskej kotliny (Banská Bystrica – Kováčová), ktorých aktivita spolu s poklesom na sliáčskom a vulkanovskom zlome spôsobila výškovú diferenciáciu hronského štrkového súvrstvia a akumulácie pliocénnych sedimentov v sliáčskej depresii. Výšková diferenciácia uloženín pliocénu dosahuje až 150 m, v prípade uložení kvartéru ide len o prvé desiatky metrov. Posledné prejavy lokálnej subsidencie kotlin pozorujeme v pliocéne, diferenciálne pohyby v kvartéri sa udiali na pozadí celkového výdvihu, ktorého odrazom je vývoj terasových akumulácií.



## GEOLOGICKÝ A TEKTONICKÝ VÝVOJ ÚZEMIA

Geologický a tektonický vývoj územia bol dlhodobý a komplikovaný. Horninové komplexy odrážajú vývoj v priebehu hercýnskeho a alpínskeho orogénneho cyklu s tým, že súčasná geologická stavba a tektonika skúmaného územia je až výsledkom neoalpínskeho vývoja v priebehu terciéru a kvartéru. Treba si uvedomiť, že vývoj alpsko-karpatského orogénu sprevádzali rozsiahle horizontálne pohyby a subdukcia podkladu sedimentárnych panví vedúca k zložitej tektonickej transformácii kvalitatívne a časovo odlišných sedimentárnych bazénov do vrásovo-prikrovových sústav, do ktorých boli pojaté niekedy len sedimentárne výplne, inokedy aj ich pôvodný podklad. Územie predstavuje súvislý celok v dnešnom ohraničení len od vrchnokriedového orogénu. Pred týmto orogénom tektonické jednotky predvulkanického podložja predstavovali samostatné, od seba vzdialené územia s osobitným vývojom.

### PREDALPÍNSKY VÝVOJ

Najstaršími horninami v skúmanom regióne sú kryštalické bridlice a granity hercýnskeho kryštalínika, ktoré je fundamentom tektonických jednotiek tatrika a veporika. V analógii so susednými regiónmi predpokladáme, že kryštalické bridlice predstavujú pôvodne staropaleozoické flyšoidné sedimenty, progresívne metamorfované vo fácii granatických amfibolitov v období vrcholného hercýnskeho orogénu koncom devónu až v spodnom karbone. Alternatívne sa uvažuje aj o proterozoickom veku sedimentov, ich kadomskej metamorfóze a retrográdnej metamorfóze pred finálnym hercýnskym metamorfným prepracovaním (porovnaj Kohút in Šimon et al., 1997). S vrcholným štádiom hercýnskeho orogénu súvisí aj tvorba granitov, ktoré boli následne umiestnené vo vyšších častiach kôry ako postkinematické plutóny. Hercýnsky vek granitoidov Žiaru dokladá datovanie muskovitu Ar/Ar metódou na  $338,1 \pm 1,7$  Ma (Král a Štarková, 1995).

Vrchnopermské kontinentálne sedimenty špaňodolinského súvrstvia reprezentujú postorogénnu etapu hercýnskeho orogénu charakterizovanú orogénnym kolapsom a následným vývojom extenzných bazénov, o čom svedčí hruboklastický, minerálne nezrelý detrit. Sedimentačné prostredie je interpretované ako aluviálne, s občasnými tokmi typu zdivočených riek, s prínosom materiálu od severovýchodu (Vozárová a Vozár, 1988).

Mladšie paleozoikum hronika indikuje vývoj v postorogénnom riftogénnom bazéne na relatívne hrubej kôre hypotetického ipoltického terénu (Vozárová a Vozár, 1988). Sedimentačný bazén založený vo vrchnom karbone bol vyplnený

kontinentálnymi sedimentmi uloženými v jazernom, deltovo-jazernom a aluviálnom sedimentačnom prostredí. Sedimenty odzrkadľujú významnú klimatickú zmenu od teplej a humidnej klímy vo vrchnom karbone po aridnú klímu v období permu. Vývoj riftu bol sprevádzaný aj bazaltovým a andezitovým vulkanizmom s charakteristickými znakmi tholeiitového magmatického trendu.

## PALEOALPÍNSKY VÝVOJ

Paleoalpínsky geosynklinálny aj orogénny vývoj v troch základných tektonických jednotkách má mnohé spoločné črty vyplývajúce z celkového geotektonického režimu v tomto období, ale aj mnohé odlišnosti dané priestorovou separáciou a lokálnym tektonickým vývojom v oblasti sedimentácie.

Pre trias je vo všetkých tektonických jednotkách charakteristická iniciálna peneplenizácia s následnou transgresiou mora. Kontinentálne konglomeráty a pieskovce sú postupne vystriedané transgresívnou faciou konglomerátov a pieskovcov, distálnejšou faciou bridlíc a slienitých bridlíc a na hranici spodného a stredného triasu vápencami a dolomitmi karbonátovej platformy. Sedimentácia v podmienkach karbonátovej platformy pretrvávala až do konca triasu, ale sporadicky bola prerušená rozšírením lagunárnych facií od severu (pestré súvrstvie karpatského keuperu v noriku tatrika a veporika), rozšírením panvových facií od juhu (napr. reiflínske vápence v strednom triase hronika), alebo prínosom klastického materiálu (lunzké vrstvy karnu v hroniku a veporiku).

Jura až spodná krieda bola po kolapse karbonátovej platformy v dôsledku všeobecnej extenzie obdobím paralelnej sedimentácie plytkovodnejších (tzv. prahových) facií a hlbokovodných pelagických facií v novovzniknutých bazénoch. Pre ráztočniansku sukcesiu tatrika je charakteristický plytkovodnejší vývoj jury a spodnej kriedy so svetlými krinoidovými a hľuznatými vápencami. Vývoj jury a spodnej kriedy v krížňanskom príkrove veporika nesie v skúmanom regióne znaky hlbokovodnej sedimentácie s podstatným zastúpením slienitých bridlíc a hľuznatých vápencov v spodnej jure, kremitými a rádioláriovými vápencami a rádiolaritmi v strednej a vrchnej jure a slieňovcami až slienitými vápencami v najvrchnejšej jure a spodnej kriede. V sérii Veľkého boku (severný veporikum) bol vývoj jury a spodnej kriedy obdobný, s výnimkou hiátu začiatkom spodnej jury. V hroniku skúmaného regiónu jurské sedimenty nie sú zastúpené, ale z iných oblastí vyplýva, že vývoj jury bol hlbokovodný s prítomnosťou hľuznatých, kremitých a rádioláriových vápencov a s kondenzovaným Fe/Mn horizontom v spodnej až strednej jure (Biely et al., 1996).

Najmladšie flyšoidné sedimenty spodnej kriedy (aj cenomanu v tatriku) reprezentované porubským súvrstvím sú odrazom počiatkovej orogenézy v južných zónach orogénu, čoho dokladom je aj absencia kriedových sedimentov v hroniku. Strednokriedová paleoalpínska (austrijská) orogénna fáza mala kolízny charakter.

V procese kolízie bol substrát krížňanského príkrovu a hronika subdukovaný a sedimenty týchto bazénov sa ocitli v pozícii príkrovov presunutých na severozápad (?). V prípade hronika stojí za zmienku, že do svojej dnešnej pozície bolo dosunuté až po vzniku krížňanského príkrovu a tektonickej redukcii jeho nadložia v oblasti koreňovej zóny a že štruktúrne indikátory naznačujú dosúvanie v smere na severovýchod (Hók in Ivanička et al., 1998).

V období vrchnej kriedy bolo novovzniknuté horstvo vynorené a podliehalo denudácii. More zaplavilo tento priestor až pri eocénnej transgresii, ktorá začala neoalpínsky vývoj územia.

## **NEOALPÍNSKY VÝVOJ**

Neoalpínsky vývoj územia reprezentujú sedimenty paleogénu, sedimenty spodného miocénu, vulkanity stredného a vrchného miocénu a sedimenty stredného a vrchného miocénu. O pliocénno-kvartérnom vývoji pojednávame samostatne.

### **Obdobie paleogénu**

Denudácia a pokles centrálnokarpatského bloku v priebehu paleocénu a eocénu vyústili vo vrchnom eocéne (bartóne, v Handlovskej kotline až priabóne) do morskej transgresie od juhu, ktorej zodpovedá vývoj bazálneho borovského súvrstvia brekcií, konglomerátov a pieskocov. Pokračujúca subsidencia a narastajúca vzdialenosť pobrežia viedla v priabóne až spodnom oligocéne k sedimentácii hutianskeho súvrstvia ílovcov, respektíve zubereckého flyšoidného súvrstvia, prípadne v okrajových častiach bazénu terchovského súvrstvia interstratifikovaných ílovcov a sklzových telies brekcií a konglomerátov.

Sedimentácia bola v dôsledku výzdvihu zakončená koncom spodného oligocénu a v Handlovskej kotline po etape denudácie opätovne obnovená v období egeru vývojom pieskocového súvrstvia.

### **Obdobie spodného miocénu**

Z tohto obdobia máme len veľmi sporadické údaje. Z oblasti Viedenskej panvy cez Považie a Bánovskú kotlinu zasiahla do oblasti Hornonitrianskej a Turčianskej kotliny transgresia egenburského mora. Vznikli lagúny s obmedzeným prepojením na otvorené more, s hojnou brakickou faunou (Šimon et al., 1997). Neskôr sa transgresia rozšírila na celé územie a sedimentovali šlíry čausianskeho súvrstvia. Dnešné rozšírenie sedimentov egenburgu je výsledkom vykľutia, denudácie a zarovnania územia v období otnangu a karpátu, pravdepodobne ako odraz iniciálneho štádia diapirického výstupu plášťových hmôt v oblasti stredoslovenských neovulkanitov (Nemčok a Lexa, 1990).



## Obdobie stredného a vrchného miocénu

Vulkanity Kremnických vrchov nasadajú na vcelku zarovnaný a plochý povrch variabilne budovaný horninami mezozoika a paleogénu, čo indikuje eróziu a zarovnanie koncom spodného miocénu v dôsledku regionálneho vyklenutia, ktoré predchádzalo prvé prejavu extenzie a vulkanizmu v spodnom bádene.

Prvé prejavu extenzie a subsidencie v spodnom bádene boli spojené s paleografickými zmenami, ktoré vyvolali prínos klastického materiálu z oblasti erodovaného kryštalinika stredného Slovenska a súčasne prenikanie zálivu mora až do tejto oblasti (morské sedimenty spodného bádenu pri Janovej Lehote – Blaško et al., 1989). V ostatných častiach územia mala sedimentácia fluvialno-limnický, prípadne lakustrický charakter prejavujúci sa vývojom uhoľných polôh. Zhruba súčasne sa v spodnom bádene aktivizoval aj andezitový vulkanizmus extruzívno-explozívneho typu s prevládajúcim zastúpením hyperstenicko-amfibolických andezitov s akcesorickým granátom. Umiestnenie extruzívnych telies, ale najmä rozsah spodnobádenských sedimentov kordického súvrstvia naznačuje kontrolu sz.-jv. orientovanými zlomami.

Vývoj vulkanickej aktivity v priebehu bádenu potom pokračoval sformovaním veľkého stratovulkánu pyroxenických, v menšej miere aj amfibolicko-pyroxenických andezitov s centrom v oblasti Kremnice (do južnej časti Kremnických vrchov zasiahol svojím severným okrajom štíavnický stratovulkán). Najmä spočiatku sa vulkán vyvíjal v plytkom subakválnom prostredí, čo sa odráža v podstatnom zastúpení hyaloklastitových brekcií a freatomagmatickom type pyroklastického materiálu. V pokročilejšom štádiu vývoja stratovulkánu prevládala efuzívna aktivita, ojedinele sprevádzaná vývojom extruzívnych telies a blokovo-populových pyroklastických prúdov. Materiál vulkanického kužeľa bol syngeneticky erodovaný a prenášaný laharmi a ulomkovými tokmi na výplavové kužeľa pri jeho úpätí. V záverečnej fáze vývoja stratovulkánu došlo v jeho centrálnej zóne k umiestneniu rozsiahleho komplexu intruzívnych telies ložného typu najmä medzi vulkanity a podložie, ako aj dajok a menších štokov v podloží vulkánu.

Uvedený stratovulkán bol následne koncom stredného až začiatkom vrchného bádenu intenzívne denudovaný a materiál z neho nachádzame v kamenskom súvrství Hornonitrianskej kotliny. Tam sa v tomto období začala subsidencia, ktorá sa neskôr pri poklese prínosu klastického materiálu prejavila vývojom močiarného a jazerného prostredia a vznikom uhoľných súvrství (novácke a handlovské) s nadslojovými ílmi koškého súvrstvia.

V období najvrchnejšieho bádenu došlo k rýchlej subsidencii Turčianskej kotliny, kremnického grabenu a Žiarskej kotliny. Subsidencia bola kompenzovaná spočiatku intenzívnou efuzívnou a explozívnu vulkanickou aktivitou, sčasti v subakválnom prostredí, bazaltických, pyroxenických a leukokratných

andezitov turčeckej formácie (formácie kľakovskej doliny vo Vtáčniku) a neskôr efuzívnou aktivitou amfibolicko-pyroxenických andezitov formácie Kremnického štítu (stránskeho komplexu vo Vtáčniku) a extruzívnou aktivitou biotiticko-amfibolických andezitov krahul'skej formácie. Petrografické a petrologické argumenty nás vedú k presvedčeniu, že andezity formácie Kremnického štítu a krahul'skej formácie predstavujú laterálny únik magiem z diferencujúceho sa magmatického rezervoáru štiavnického stratovulkánu (Lexa et al., 1997). Subsistencia grabenu vyvolala aj paleografické zmeny, ktoré sa prejavili eróziou v jeho okolí a zmenou toku riek smerom do Žiarskej kotliny, s čím súvisel vývoj fluvialných štrkov lehotského súvrstvia. Erózia v okolí grabenu podstatnou mierou redukovala rozsah bádenských vulkanitov a v juhovýchodnej časti Kremnických vrchov ich celkom odstránila, takže sarmatské vulkanity tu ležia priamo na predvulkanickom podloží. Pokračujúca extenzia sa prejavila rozblokováním vlastnej výplne grabenu, a tak spodnosarmatské formácie (rematská a fločovská) nasadajú na rôzne vulkanické formácie spodného až vrchného bádenu.

V spodnom sarmate sa obnovila vulkanická aktivita pyroxenických andezitov, ktorá vytvorila stratovulkány s centrami situovanými na okrajových zlomoch kremnického grabenu pri Remate (rematská formácia) a východne od Hornej Štubne (fločovská formácia). Litológia stratovulkánov indikuje spočiatku explozívno-efuzívnu aktivitu, v pokročilejšom štádiu dominantne efuzívnu aktivitu. Syngenetická erózia viedla k vzniku výplavových kužeľov epiklastík v proximálnej a distálnej zóne. V strednej časti Zvolenskej kotliny a v juhovýchodnej časti Kremnických vrchov v tom čase prebiehala fluvialno-limnická sedimentácia s podstatným zastúpením nevulkanického materiálu, indikujúca v tejto pozícii tok, ktorý môžeme považovať za predchodcu dnešného Hrona. V sedimentárnom súvrství spodného sarmatu od juhu sa prstovito vyklíňujú spodnosarmatské vulkanity štiavnického stratovulkánu (breznický a sitniarsky komplex). V strednom sarmate tu sedimentácia pokračovala aj v lakustrickom prostredí s vývojom uhoľných slojov. Následná vulkanická aktivita s centrami pri Turovej viedla k vzniku sielnickej a turovej formácie, pre ktoré je charakteristická extruzívno-explozívna, respektíve explozívno-efuzívna aktivita bez vytvorenia významnejšieho vulkanického kužeľa. Obe formácie východným smerom prechádzajú do vulkanosedimentárnej výplne Zvolenskej kotliny, ktorá v tomto období podliehala subsistencii. Akumulácia sedimentov stredného a vrchného sarmatu v Turčianskej a Žiarskej kotlině v hrúbke až 600 m indikuje obnovenú subsistenciu týchto panví. Žiarska kotlina poklesávala v tomto období na vnútornejšie situovaných zlomoch. Vysoké zastúpenie nevulkanického materiálu v sedimentoch Žiarskej kotliny indikuje pokračujúcu existenciu toku (paleo-Hrona) prinášajúceho materiál kryštalinika z oblasti Nízkych Tatier a Slovenského rudohoria.

Pre vrchný sarmat je charakteristická aktivizácia ryolitového vulkanizmu jastrabskej formácie a pokračujúca subsistencia Turčianskej a Žiarskej kotliny,

kompenzovaná akumuláciou vulkanitov a sedimentov vo fluvialno-limnickom prostredí. Extruzívno-explozívna aktivita ryolitov a ryodacitov vytvorila v Žiarskej kotline súvislý komplex extruzívnych telies, lávových prúdov a sprievodných vulkanoklastík, ktorý juhovýchodným smerom prechádza do komplexu redeponovaných tufov, epiklastík a sedimentov. V oblasti Kremnice kombinovaný výzdvih kremnickej hrasti s umiestnením subvulkanických intrúzií granitových porfýrov vyvolal vývoj hydrotermálneho systému kremnického ložiska. Tento systém bol zrejme aj zdrojom termálnych prameňov, ktoré sa prejavili rozsiahlymi premenami ryolitových tufov a usadením telies limno-kvarcitolov.

Subsidencia Žiarskej a Turčianskej kotliny pokračovala aj v období panónu až pontu. Zatiaľ čo sedimentácia v Turčianskej kotline bola fluvialno-limnická, v Žiarskej kotline vzniklo aj lakustrické prostredie s uhoľnou sedimentáciou. Najmladšie vulkanity Kremnických vrchov a najmladšie alkalicko-vápenaté vulkanity stredoslovenských neovulkanitov sú reprezentované bazaltami až bazaltickými andezitmi panónu. Malý stratovulkán Vlčí vrch situovaný na ihráčskom zlomovom systéme je takmer súveký s jastrabskou formáciou, bazalty a bazaltické andezity komplexu Šibeničného vrchu boli aktívne počiatkom panónu a v strednom panóne.

V období panónu s veľkou pravdepodobnosťou prebiehal aj proces brachyantiklinálneho vykľutia východnej časti Kremnických vrchov so s.-j. osou nadväzujúcou na klenbu Veľkej Fatry.

## **PLIOCÉNNO-KVARTÉRYNÝ VÝVOJ**

Postupnosť geologicko-morfologického, neotektonického a paleogeografického vývoja územia v pliocéne a kvartéri načrtne najprv pre príslušnú časť Turčianskej kotliny a potom spolu pre patričné časti obidvoch hlavných celkov pravobrežného Pohronia (Zvolenská kotlina, medzikotlinová dolina Hrona, severná časť Žiarskej kotliny).

### **Turčianska kotlina**

V pliocéne subkvatická panva kotliny ustúpila už natoľko, že sa vytvorilo prietočné jazero či jazerá s fluvialno-limnickou pieskovou a pieskovo-štrkovou sedimentáciou. V najjužnejšom cípe kotliny v Sklenom boli akumulované pieskoštrky.

Kvartérny vývoj bol už od vrchného pliocénu predurčený neotektonicky. Pokles južnej časti dnešnej Turčianskej kotliny, ako aj vyšehradskej kryhy v pohorí Žiar (v čase vytvárania prvotnej riečnej siete územia) podmienili vznik samostatného južného bazénu s odvodňovaním na juhozápad cez oblasť vyšehradského



sedla do Ponitria. Zachované terasové štrky spodného pleistocénu iba v južnejšom bazéne dnešnej kotliny sú toho svedectvom. Obnovenie relatívnych poklesov na rozhraní spodného a stredného pleistocénu umožnilo počiatkom stredného pleistocénu (mindel) postupne vznik veľkého náplavového kužľa Turca (sčasti aj Žarnovice) – diviackeho kužľa, na ktorý nadväzujú aj balvanovité terasy v horných častiach dolín Turca a Žarnovice. V priebehu tvorby diviackeho kužľa bolo súčasne zosilnenou spätnou eróziou tokov prerazané dovtedajšie nízke rozvodie v strede dnešnej kotliny. Súčasný zdvih kryhy vyšehradského sedla tak spolupodmienil vznik terajšej riečnej siete Turčianskej kotliny, odvodňovanej výlučne na sever do Váhu. Od mindelu, a najmä v risse sa dostával materiál Turca s vulkanitmi aj do terasových štrkov rieky v severnej časti kotliny až po Váh.

V mladšom strednom pleistocéne (riss) sa v južnom cípe Turčianskej kotliny vytvorili akumulácie stredných terás Turca v Sklenom. Mladý pleistocén (würm) a holocén boli obdobím tvorby novej štrkovej akumulácie Turca a tenkých jemnozemných náplavov jeho dolinnej nivy (podobne v doline Žarnovice).

## Pravobrežné pohronie

Riečno-terestrický vývoj sa aj tu začal v pliocéne, a to tvorbou hronského štrkového súvrstvia (fluviálno-limnické až fluviálne náplavy pra-Hrona). Išlo o postupne sa formujúci systém prietochných jazier a riečnych dolín v spojových úsekoch. Na pravobreží Hrona na úseku Zvolenskej kotliny sa súvrstvie zachovalo tak vo vyšších chrbtoch nad západným okrajom kotliny, ako aj hlboko poklesnuté na terasovanom dne sliačskej depresie.

Kvartérny vývoj kotliny na pravobreží terajšieho Hrona je určený od počiatku tvorbou riečnych terasových akumulácií Hrona, ktorého tok postupne v pleistocéne bočne migroval na východ. Svedectvom vývoja je úplný sled terasových akumulácií v pleistocéne. Vyvinuté sú od Banskej Bystrice až po Kováčovú a Zvolen.

Po akumulovaní paralelných terasových štrkov vysokých terás (spodný pleistocén) a vrchných terás (staršia časť stredného pleistocénu – mindelská) nastal v kotline výrazný pokles, a to pozdĺž severo-južného okrajového zlomu kotliny na západe. Ten oddelil súčasné terasované dno kotliny. V jeho rozsahu Hron vytvoril v mladšej časti stredného pleistocénu (v risských glaciáloch) štrkové akumulácie troch stredných terás vrátane pokryvu nivných hĺn na 2. a 3. strednej terase (sčasti so solifluovanými hlinami), ktoré sú v kotline najväčšie. Vo vrchnom (mladom) pleistocéne bola najvýznamnejšia tvorba a akumulácia (würmu) tak dnových štrkov Hrona (resp. potokov), ako aj veľkých proluviálnych náplavových kuželov v Badíne a Sielnici. Holocén dal stavbe kvartéru kotliny dnešný charakter (náplavy hĺn dolinnej nivy).

Ostávajúca časť pravobrežného Pohronia má v porovnaní so Zvolenskou kotlinou vývoj značne podobný. Vlastný riečno-terestrický vývoj sa začal však až uprostred pliocénu vytvorením zarovnaného a akumulácie poriečnej rovne vrchného pliocénu. Jej akumulácie sú najlepšie zachované na „náhorných“ plošinách pri Tíni a Pitelovej. Pokračujúci proces brachyantiklinálneho vykľutia východnej časti Kremnických vrchov so s.-j. osou prebiehajúcou v oblasti Hronskej Dúbravy sa prejavil neskôr vývojom antecedentnej doliny Hrona v jej dnešnej pozícii.

Kvartérny vývoj v medzikotlinovej hronskej doline charakterizuje obvyklý typ tvorby riečnych terasových štrkov. Vysoké a vrchné terasy (akumulácie spodného pleistocénu i staršej čiže mindelskej časti stredného pleistocénu) sa zachovali v izolovaných výskytoch terasových plošínok pravobrežia Hrona (resp. potoka Rudnica pri Starej Kremničke). Na okraj Žiarskej kotliny (v Lutile) siaha aj veľká sútoková tzv. lutilsko-„nadžiarska“ terasa (mindel) s krytom finálnych nivných hĺn. Izolované i súvislejšie výskyty troch stredných terás (akumulované v glaciáloch mladšej čiže risskej časti stredného pleistocénu) sú uchované nielen pozdĺž toku Hrona, ale aj jeho pravých prítokov. V čase tvorby stredných terás tokov vznikli súčasne aj prolúviálne náplavové kužele v okolí Kosorína a Janovej Lehoty (sever Žiarskej kotliny). Soliflukčné hliny na terasách vznikali najskôr v strednom risse. Vrchnopleistocénny würmský vek má sedimentácia dnovej štrkovej akumulácie Hrona a jeho prítokov. Rovnaký vek má najmladšie prolúvium v náplavovom kuželi v Janovej Lehotě. Holocénna sedimentácia nivných náplavov dotvorila obraz súčasnej stavby kvartéru územia. Horský kvartér reflektuje najmä vývoj v periglaciálnych podmienkach posledného glaciálu.

## ZHODNOTENIE GEOFYZIKÁLNYCH ÚDAJOV

Prvé geofyzikálne práce regionálneho charakteru boli vykonané do roku 1961 na účely zostavenia štátnej gravimetrickej mapy ČSSR v mierke 1 : 200 000 (Ibrmajer, 1963). Súčasne s nimi sa uskutočnili aj aeromagnetické a aerorádiometrické merania v mierke 1 : 200 000 s výškou letu 100 m nad reliéfom terénu (Mašin a Jelen, 1963). Regionálne tiažové merania mali v tom období zásadný význam pre vymedzenie hlavných morfoštruktúr neovulkanického podložia, a to tak elevačných a depresných foriem, ako aj tektonických zón regionálneho priebehu. Aeromagnetické a aerorádiometrické merania prispeli k detekcii priestorovej akumulácie stredne bázických až bázických lávových prúdov, resp. aj skrytých extruzívno-intruzívnych foriem. Na bližšie vymedzenie hlbších intermediárnych intrúzií bola nevýhodná malá výška letu. Preto v roku 1966 Šalanský a Beneš vykonali pokusné aeromagnetické merania vo väčšej výške, a to s výškou letu 500 m nad reliéfom terénu a 2 000 m nad morom (Šalanský a Beneš, 1970).

V rokoch 1976–1977 bolo územie pokryté ďalšími leteckými geofyzikálnymi meraniami pri výške letu 80 m nad reliéfom terénu. Zahrňali priame merania veľkosti totálneho vektora intenzity magnetického poľa  $T$  a merania prirodzenej aktivity gama zemského povrchu. Gamaspektrometrické merania boli diferencované na 4 spektrálne okná žiarenia gama, a to  $K$ ,  $U$ ,  $Th$  a  $Tc$  (totál). Vzdialenosť profilov bola 250 m a krok merania 25–55 m. Výstupom meraní boli mapy izolínií  $\Delta T$  a mapy koncentrácie  $K$ ,  $U$ ,  $Th$  a  $Tc$  v mierke 1 : 50 000 (Gnojek a Janák, 1986).

V rámci systematického gravimetrického mapovania Slovenska v mierke 1 : 25 000 boli v území vykonané tiažové merania s hustotou bodov 4–6 bodov/km<sup>2</sup> (Zbořil et al., 1969; Obernauer a Šefara, 1970).

Z uvedených meraní regionálneho charakteru okrem iného vyplynulo, že v bezprostrednom okolí Kremnice sa nachádza výrazna lokálna tiažová elevácia, ktorá je sprevádzaná pomerne pokojným magnetickým poľom. Najprv bola interpretovaná ako prejav elevácie predterciérneho podložia – kremnickej hrasti, ale neskoršie výsledky komplexného geofyzikálneho a geologického výskumu a prieskumu dokazujú, že príčinou anomálie je intruzívny komplex s dioritovými porfýrmi a dioritmi v kombinácii s hrast'ovou stavbou. Intruzívny komplex sa považuje za súčasť mohutného vulkanického aparátu s centrálnou zónou v strednej časti pohoria, ktoré je situované na križovaní hlboko založených zlomových systémov smeru SV–JZ a SZ–JV (Filo et al., 1980).



Výsledky regionálnych geofyzikálnych meraní boli významným podkladom na ďalší geofyzikálny výskum a prieskum v Kremnickom pohorí, ktorý bol zameraný na:

- spresnenie geologických rozhraní v zosuvných oblastiach,
- stanovenie reliéfu podložia sedimentárno-vulkanického komplexu,
- zistenie priebehu významnejších poruchových zón a tektonických línií,
- ohraničenie plošného rozsahu hydrotermálne premenených zón,
- overenie možných výskytov sulfidickej mineralizácie,
- zistenie intruzívnych telies v sedimentárno-vulkanickom komplexe,
- vyhľadávanie nádejných štruktúr pitných, minerálnych a termálnych vôd,
- inžinierskogeologický prieskum.

Pre potreby základného geologického výskumu sa vykonali orientačné profilové geoelektrické a geomagnetické merania v oblasti Horná Štubňa – Turček (Hricko et al., 1974), ktoré boli využité na zostavenie geologickej mapy.

Výsledky geofyzikálneho prieskumu významne prispeli aj k poznaniu fyzikálnych parametrov hornín sedimentárno-vulkanického komplexu a jeho podložia s cieľom vyhľadávania Hg zrudnenia v oblasti malachovského rudného poľa (Janík et al., 1970; Filo et al., 1973; Obernauer a Šefara, 1970; Filo a Medo, 1978). Výsledkom meraní bola aj mapa reliéfu predterciérneho podložia a štruktúrno-tektonická mapa malachovského poľa, ktorá poukázala na prevažne tektonické založenie reliéfu podložia (Šefara a Komora, 1983). Z mapy vyplýva, že celá skúmaná oblasť sa rozpadá na celý rad čiastkových elevácií a depresii smeru SV–JZ až SSV–JJZ, ktoré sú vymedzené tektonickými líniami. Vymedzená bola depresia Suchého vrchu, lemovaná zo západnej strany eleváciou Tajova a z východnej strany eleváciou pri Malachove. V okolí Nemeckého vrchu a kóty Krpcová boli na základe geoelektrických a magnetometrických meraní vymedzené drobné extruzívne telesá.

Geofyzikálny výskum minerálnych vôd v Pohroní sa uskutočnil v oblasti Budča – Turová – Badín – Kremnička (Bárta et al., 1977). Geofyzikálne merania boli na základe nových údajov z vrtov neskôr reinterpretované (Šefara a Komora, 1983). Ďalšie merania sa uskutočnili v okolí Kováčovej a Sliača (Májovský, 1973).

Výsledky geofyzikálnych meraní na účely vyhľadávania uhlia sú zahrnuté v záverečných správach Fila et al. (1982) a Šefaru a Komoru (1983).

## **Fyzikálne vlastnosti hornín**

Možnosť širokého uplatnenia jednotlivých geofyzikálnych metód pri získavaní nových poznatkov o geologickej stavbe pripovrchovej a hlbinej časti zemskej kôry je podmienená štúdiom fyzikálnych vlastností hornín a horninových komplexov. Fyzikálne vlastnosti hornín z oblasti Kremnice boli podrobne sprá-

cované v rámci úlohy Geofyzikálny výskum podložia stredoslovenských neovulkanitov (Šefara et al., 1976). Študovali sa najmä hustotné, magnetické a rádioaktívne parametre, v menšej miere geoelektrické vlastnosti.

### *Hustotné parametre*

K najdôležitejším zákonitostiam, určujúcim v regionálnej mierke priestorové zmeny hustoty terciérneho komplexu, patrí vzťah priemernej hustoty a pórovitosti komplexu k jeho hrúbke a vzťah priemernej hustoty komplexu k morfológii terénu. Na základe uvedeného poznatku Husák (1977) vyvodil nasledujúce závery: 1. k evidentnému narastaniu priemernej objemovej hustoty a poklesu pórovitosti v závislosti od hrúbky dochádza len v oblastiach depresných štruktúr podložia a v oblastiach budovaných väčšou hrúbkou terciérnych sedimentov s deficitným obsahom vulkanogénneho materiálu; 2. priemerná hustota a pórovitosť terciérneho komplexu, okrem vzťahu k morfológii podložia, vykazuje závislosť aj od morfológie terénu. Priemerná objemová hustota komplexu sa s nadmorskou výškou zvyšuje a pri pórovitosti je to naopak.

### *Magnetické parametre*

Z magnetických vlastností produktov terciérneho vulkanizmu bola stanovená veľkosť objemovej magnetickej susceptibility a veľkosť remanentnej magnetickej polarizácie. Zo štúdia údajov vyplýva, že objemová magnetická susceptibilita sa mení od  $0-94 \cdot 137 \cdot 10^{-6}$  j. SI a veľkosť remanentnej magnetickej polarizácie sa pohybuje od  $0-61 \cdot 898$  nT. Vyplýva to zo základných faktorov určujúcich magnetické vlastnosti hornín, a to: 1. množstva a druhu feromagnetických minerálov v hornine; 2. magnetických vlastností samotných feromagnetických minerálov; 3. charakteru rozloženie zrn feromagnetických minerálov v hornine.

Napriek značnej variabilite magnetických parametrov je možné konštatovať určité zákonitosti. Z priemerných hodnôt, vypočítaných pre základné typy neovulkanických hornín (ryolit – andezit – bazalt), vyplýva, že veľkosť objemovej magnetickej susceptibility a veľkosť remanentnej magnetickej polarizácie narastá s bazicitou. Ďalším poznatkom je, že sekundárne premeny, ktorými sú neovulkanické horniny často postihnuté, výrazne vplývajú na ich magnetické vlastnosti.

### *Rádioaktívne vlastnosti*

Meranie rádioaktivity umožňuje okrem priameho vyhľadávania rádioaktívnych surovín aj mapovanie a charakterizovanie geologických štruktúr a poruchových zón. Najdôležitejšie prvky, ktoré určujú aktivitu gama, sú K, U a Th. Urán je v zemskej kôre prítomný v koncentrácii 2–4 ppm eU, Th v koncentrácii 8–12

ppm eTh a draslík v koncentrácii 2,5 %. Z výsledkov analýzy z vrtu KR-34 a na vzorkách odobraných in situ vyplýva, že v oblasti Kremnických vrchov sa nezistili žiadne anomálne hodnoty jednotlivých rádioaktívnych prvkov, ktoré by poukazovali na možnú existenciu uránovej mineralizácie. Na druhej strane sa ukázalo, že úhrnná aktivita gama rastie od severu na juh. Najnižšie hodnoty úhrnnej (totálu) aktivity gama sa zistili v oblasti Kremnických baní (Filo et al., 1980). Vo všeobecnosti možno konštatovať, že hodnoty U a Th rastú s kyslosťou hornín.

### *Geoelektrické vlastnosti hornín*

Z doterajších geofyzikálnych prác vyplýva, že v podstate je možné na základe elektrického odporu rozlišovať základné typy vulkanického komplexu (Knésl a Komora, in Geofyzikálny výskum neovulkanitov Západných Karpát, 1980). Nejednoznačnosť sa črtá pri rozlišovaní hrubozrnných a hrubobalvanovitých pyroklastík na jednej strane a pevných efuzív a intruzív na druhej strane. Merný odpor a pri tomto istom type hornín sa pohybuje vo veľmi širokých medziach. Za polarizovateľné považujeme prostredie s hodnotou polarizácie do jedného percenta. Zvýšená polarizácia sa zistila pri propylitizovaných andezitoch staršej fázy vulkanizmu a lokálnych úsekoch mladších vulkanitov. Polarizovateľnosť hornín sa sledovala len v oblasti malachovského rudného poľa (Janík et al., 1970). Na základe výsledkov odporových meraní je možné jednotlivým geologickým prostrediam prísúdiť nasledujúce intervaly merného odporu (Filo et al., 1980): 1. tufy, tufity, bentonity, tufitické ilovce a veľmi premenené argilitizované andezity – merný odpor do 25 ohmm; 2. hydrotermálne premenené efuzíva, vulkanoklastiká rôznej zrnitosti, komplexy vulkanitov s prevahou jemnozrnných klastík nad efuzívami – 25–50 ohmm, pórovité efuzíva, hrubozrnnnejšie epiklastické vulkanické brekcie, komplexy s prevahou efuzív – 50–100 ohmm; 3. hrubé epiklastické vulkanické brekcie, komplexy s prevahou efuzív a niektoré horniny podložia (pieskovce, zlepenca, bituminózne vápence s polohami bridlíc, porušené vápence a dolomity) – 100–300 ohmm; 4. pevné efuzívne horniny (andezity, ryolity, bazalty), silicifikované horniny, masívne diority, granodiority, vápence a dolomity – nad 300 ohmm.

### **Komplexná interpretácia geofyzikálnych máp a geofyzikálna interpretácia metalogenetických oblastí**

Kvalitatívnou interpretáciou základných a odvodených gravimetrických máp Filo et al. v roku 1989 v oblasti Kremnických vrchov vyčlenili celý rad plôch s výskytom relatívne ťažších alebo relatívne ľahších anomálnych hmôt v sedimentárno-vulkanickom komplexe i v jeho podloží. Dôraz sa kládol hlavne na



hustotné anomálne plochy, ktoré sú sprevádzané nevýraznými kladnými magnetickými anomáliami. Interpretujú sa ako prejav bázičných intrúzií rôzneho veku, propylitizovaných pyroxenických andezitov, andezitových porfýrov, amfibolicko-pyroxenických andezitov, reliktov centrálnej vulkanickej zóny a bazaltoidných leukokratických a pyroxenických andezitov.

Z máp leteckej gamaspektrometrie (mapy koncentrácie K, U, Th) sa zistili anomálne oblasti ohraničené obcami Nevoľné – Ihráč – Piteľová – Stará Kremnička – Lutilla – Kosorín – Kopernica – Horná Ves a Turček – Krahule – Kremnica – Horná Ves. Zvýšené hodnoty rádioaktivity majú priamy súvis s výskytom jednotlivých typov hornín, pričom najvyššie hodnoty K a Th sú viazané na produkty kyslého vulkanizmu. Zvýšené hodnoty K a Th sa zistili v okolí Harmanca a Tajova. Väčšinou ide o aktívnejšie plochy v mezozoiku krížňanského príkrovu. Zvýšený obsah Hg sa zistil pri Kunešove a v okolí Kopernice.

V oblasti s detailnejším prieskumom boli vymedzené aj plochy so zvýšenou zdánlivou polarizovateľnosťou a vysokou rezistivitou. Horniny obohatené o sulfidy vystupujú najmä v území Kunešov – Kremnické Bane – Kremnica. Relatívne vysoké hodnoty rezistivity zodpovedajú karbonátom chočského príkrovu, produktom kyslého vulkanizmu a zónam silicifikácie v blízkosti kremenných rudných žíl.

Oblasť Kremnických vrchov patrí ku geofyzikálne dobre preskúmaným územiám neovulkanitov Západných Karpát. Komplexné zhodnotenie interpretácie metalogenetických zón v regióne vypracoval Filo (in Šefara, 1987).

Rozsiahly komplexný geofyzikálny vyhľadávaci prieskum sa vykonal v malachovskom rudnom poli (Janík et al., 1970; Obernauer a Šefara, 1970; Filo et al., 1973; Filo a Medo, 1978). Práce boli zamerané na riešenie štruktúrno-tektonických pomerov a na vyhľadávanie prostredí vhodných na akumuláciu Hg.

Veľká pozornosť bola sústredená do širšieho okolia Kremnice (Ďuratný et al., 1980, 1984) a neskôr v okolí Rematy, na lokalitách Krpec a Vlčí vrch (Filo a Okál, 1986). Cieľom prác bolo vyhľadávanie priaznivých geologických štruktúr na výskyt polymetalickej a drahokovovej mineralizácie.

Výsledky geofyzikálneho výskumu a prieskumu potvrdili existenciu severojužného grabenu, vymedzeného systémom zlomov smeru S–J, ktoré sa dobre zobrazujú v tiažových a magnetických mapách výraznými fyzikálnymi rozhraniami. V strednej časti spomínaného grabenu sa zistil vysunutý blok podložia terciéru s priemernou šírkou 3 km. Zo severu a z juhu je vymedzený tektonickými líniami smeru zhruba Z–V. V mieste bloku sa nachádza propylitizovaný komplex andezitov, andezitových porfýrov, dioritových porfýrov až dioritov (Lexa et al., 1979). Vysunutý blok a intruzívny komplex sa v tiažových mapách zobrazuje pomerne intenzívnou kladnou anomáliou, v magnetických mapách zníženou amplitúdou anomálií ako dôsledok intenzívnych hydrotermálnych procesov. Priestorovú pozíciu intruzívneho komplexu dáva M. Filo do súvisu s intenzívnou

vulkanickou aktivitou v mieste križovania výrazných fyzikálnych rozhraní smeru SZ–JV a SV–JZ. Zatiaľ najpozoruhodnejšie výsledky priniesol geofyzikálny prieskum územia Kunešov – Kremnické Bane – Kopernica, kde sa zistilo, že výrazné fyzikálne rozhrania smeru S–J, najmä vo východnej časti vysunutého bloku, kontrolujú priebeh známych žilných systémov. Reinterpretácia výsledkov meraní z okolia Kremnice priniesla tieto základné poznatky (Urbánek in Filo et al., 1986): 1. žilné systémy sú sprevádzané zvýšenými hodnotami zdanlivého merného odporu, ktoré zodpovedajú zónam prekremenenia alebo telesám ryolitov; 2. v blízkosti žilných systémov sa zistili zóny so zvýšenou zdanlivou polarizovateľnosťou (obohatenie sulfidmi); 3. žilným systémom zodpovedá zvýšený obsah draslíka a ortuti. Uvedené poznatky sú charakteristické predovšetkým pre okolie 1. žilného systému, ktorý sa považuje za najperspektívnejší z hľadiska drahokovovej mineralizácie.

## HYDROGEOLOGICKÉ POMERY

Hydrogeologické pomery sú v hlavnej miere ovplyvnené geologickou stavbou. Vzhľadom na veľmi pestrý komplex neovulkanických formácií rôzneho veku a tektonickej pozície, na vzťah neovulkanitov k mezozoiku vystupujúcemu v podloží neovulkanitov a na severe, severozápade i severovýchode aj na povrchu, ako aj vystupovanie vulkanosedimentárnych facií a flyšového paleogénu vo funkcii izolátora na báze vulkanického komplexu možno hydrogeologické pomery územia hodnotiť ako zložité.

Na základe geologickej stavby môžeme v území vymedziť niekoľko hydrogeologických celkov s odlišnými podmienkami na tvorbu, obeh a režim podzemných vôd. Sú to hydrogeologické celky: 1. sedimentov mladšieho paleozoika a mezozoika, 2. sedimentov vnútrokarpatského paleogénu, 3. neovulkanitov, 4. sedimentov neogénu, 5. sedimentov kvartéru.

Podľa hydrogeologickej rajonizácie Slovenska (Šuba et al., 1982) územie svojou podstatnou časťou patrí do hydrogeologického rajónu *V-082: Neovulkanity Kremnických vrchov*.

Čiastočne sem v okrajových častiach zasahujú aj tieto hydrogeologické rajóny: *MV-023: Mezozoikum chočského príkrovu západnej časti Veľkej Fatry; QP-032: Paleogén, neogén a kvartér Turčianskej kotliny; PG-063: Kryštalinikum, mezozoikum a paleogén jz. časti pohoria Žiar a Handlovskej kotliny; N-087: Neogén Žiarskej kotliny; NQ-081: Neogén Zvolenskej kotliny – západná časť; Q-080: Kvartér nivy Hrona a Slatiny od Slovenskej Lupče po Tlmače; M-079: Mezozoikum Kremnických vrchov a západnej časti Zvolenskej kotliny.*

### HYDROGEOLOGICKÝ CELOK MLADŠIEHO PALEOZOIKA A MEZOZOIKA

Horninové prostredie mezozoika tektonicky patrí k obalu tatrika, krížňanskému príkrovu a príkrovom hronika.

Mladšie paleozoikum hronika reprezentované ílovitými pieskovecami, siltovcami, ílovcami a melafýrmi je charakterizované puklinovou priepustnosťou. Výdatnosť ojedinelých prameňov je prevažne pod  $0,1 \text{ l.s}^{-1}$ , miestami v porušených kremencoch alebo melafýroch môžu dosahovať výdatnosť do  $1,0 \text{ l.s}^{-1}$ . Horninový komplex mladšieho paleozoika ako celok je nízko zvodnený a z hľadiska zdrojov vody bezvýznamný.

Z hľadiska zdrojov podzemných vôd sú najvýznamnejšie triasové karbonáty, zastúpené v podloží neovulkanitov a na okraji hodnoteného územia krížňanským príkrovom a čiastkovými príkrovmi hronika. Horninový komplex krížňanského



príkrovu vystupujúci na povrchu študovaného územia zastupujú prevažne sliene a slienité vápence titónu–barému, ktoré vzhľadom na svoj nepriepustný charakter predstavujú hydrogeologický izolátor. Tento komplex má však významnú hydrogeologickú funkciu, lebo vytvára nepriepustné podložie pre nadložný komplex vápencov a dolomitov chočského príkrovu. Najvýznamnejším kolektorom sú vápence a dolomity stredného a vrchného triasu. Tie však do hodnoteného územia zasahujú iba okrajovo z hydrogeologických štruktúr, ktoré sa svojou podstatnou časťou nachádzajú v susednej Veľkej Fatre. Najvýznamnejšími prameňmi v hodnotenom území sú využívané premene Veľké a Malé Cenovo s výdatnosťou od 10,1 do 100,0 l.s<sup>-1</sup> (tab. 4). Zvodnenie karbonátov je veľmi vysoké. Z hydrogeologického hľadiska sú významné aj vápence vrchného triasu a jury, a to hlavne tým, že predstavujú infiltračné územie pre podzemné vody v podloží neogénu. Ostatné litologické členy krížňanského príkrovu – pieskovce, siltovce, ílovce spodného triasu, komplex hornín keuperu, ako aj slieňovce jury a kriedy – sú nízko zvodnené až nepriepustné.

Významné hydrogeologické štruktúry predstavujú triasové karbonáty chočského (štureckého príkrovu), ktoré vytvárajú na severe hodnoteného územia mohutné horninové komplexy s puklinovo-krasovou priepustnosťou. V dôsledku svojej tektonickej pozície na relatívne nepriepustných súvrstviach kriedy krížňanského príkrovu podmienili vznik významnej hydrogeologickej štruktúry na jz. svahoch Veľkej Fatry. Je to hydrogeologická štruktúra harmaneckej synklinály priliehajúcej tesne k územiu budovanému neovulkanitmi. Podzemné vody neovulkanitov (flochovská formácia), ktoré budujú príľahlé svahy štruktúry harmaneckej synklinály, sa podieľajú na zásobách podzemných vôd významnej, dnes vodohospodársky využívanej harmaneckej synklinály – či už priamo prestupom z neovulkanitov, alebo ponáraním povrchových vôd z tokov pritekajúcich z vrcholových častí budovaných neovulkanitmi (ponory v Podflochovej), alebo prostredníctvom tektonických línií pri sv. ohraničení (Kordíky). Výdatnosť najvýdatnejších prameňov, sústavne pozorovaných a zvlášť využívaných prameňov z karbonátov triasu chočského príkrovu je uvedená v tab. 4 a 5. Ďalší významnejší prameň krasových vôd vyviera v doline potoka Žarnovica s výdatnosťou 0,0–15 l.s<sup>-1</sup>. Významný je výtok z drenáže harmaneckého vrcholového tunela, časti gravitujúcej k obci Čremošné, ktorý odvodňuje časť krasových vôd synklinály štureckého príkrovu, tvorenej vápencami a dolomitmi triasu. Jeho výdatnosť podľa meraní v SHMÚ bola v rokoch 1967–1974 od 12,8 do 47,0 l.s<sup>-1</sup>, v priemere 23,9 l.s<sup>-1</sup>, a teplota vody od 6,0 do 12,4 °C. Zvodnenie dolomitov, hlavne chočského príkrovu, bolo overené aj 7 vrtmi v širšom okolí Banskej Bystrice, v ktorých sa výdatnosť pohybovala od 0,04 do 17,29 l.s<sup>-1</sup>m<sup>-1</sup>, priemerne 2,79 l.s<sup>-1</sup>m<sup>-1</sup>. Krasovo-puklinové vody karbonátov mezozoika krížňanského a chočského príkrovu sú nízko mineralizované. Celková mineralizácia je od 255,0 do 405,0 mg.l<sup>-1</sup> a patria k Ca(Mg)–HCO<sub>3</sub> typu vôd. Informácie

Tab. 4 Výdatnosť využívaných prameňov (podľa SHMÚ, 1992)

Hydrogeologický celok, horninové prostredie		Názov prameňa (lokalita)	Výdatnosť $l \cdot s^{-1}$	
chočský prí- krov	dolomity a vápence str. až vrch. trias	Čierne 1	52,7	148,9
		2	24,7	130,5
		(Harmanec) 3	3,3	19,8
	dolomity a vápence str. až vrch. trias	V. Cenovo	28,2	100,0
		M. Cenovo (Harmanec)	10,1	46,9
krížňanský príkrov	dolomity a vápence str. až vrch. trias	Jabříková 1 (Tajov) 2,3,4 5,6	20,5	50,4
neovulkanity	zlatostudnianska formácia – andezity	Králiky (Králiky)	1,47	3,50
	zlatostudnianska formácia – andezity	Pri vodojeme (Kordíky)	3,22	6,50
	vulkanoklastiká	Prameň č. 1 (Železná Breznica) 2	1,0	2,5
	vulkanoklastiká	Prameň č. 1 (Turová) 2,3	0,7	1,2
			0,6	0,8
	vulkanoklastiká	Prameň č. 1 2 (Trnie) 3	0,4	0,6
			0,3	0,5
			0,2	0,4
	andezit	Ladno Prameň č. 1, 2, 3 (Trnavá Hora)	0,02	1,0
			0,5	1,8
	andezit	Prameň č. 1 (Janova Lehota) 2	0,5	3,3
			0,8	2,1
	andezit	Prameň Horný (Slaská) Dolný	1,4	4,0
			1,0	4,0
	andezit	Podháň Borina (Kosorín)	0,25	0,7
0,05			0,7	
andezit	(Kremnica)	Grošová lúka 1–4	1,80	5,42
		Krahule	0,10	2,58
		Štós 1, 2	0,13	1,37
		Markušova lúka	0,01	2,06
		Tri studne	0,83	1,03
		Pod 3 studňami	0,55	1,03
		Kellerweg	5,00	15,00
krahul'ská formácia	Horný Chmeliec Pod bralom (Ihráč)	0,40	1,90	
		0,70	2,90	
andezit	Dolinka (Dolná Ves)	0,12	1,37	
ryolit	Podčiernova (Jastrabá)	0,30	1,0	
jastrabská formácia	Lúčky 1, 2 (Jastrabá)	1,14	1,75	
andezit	Palúch 1, 2 (Nevof'né)	4,20	6,00	

Tab. 5 Prehľad sústavne pozorovaných prameňov v Kremnických vrchoch (podľa SHMÚ, 1997)

Hydrogeologický celok, horninové prostredie		Názov prameňa, č. SHMÚ, lokalita	Obdobie pozorovania	Výdatnosť $l \cdot s^{-1}$			Teplota vody °C	
				min.	priem.	max.	min.	max.
Ch o č s k ý p r í k r o v	dolomity, vápence; str. až vrch. trias	Pod kameňo- lomom – 1287 Králíky	1975–1996	0,75	4,58	40,0	–	–
	dolomity, vápence; sp. až vrch. trias	Studenec – 1323 Králíky	1991–1996	4,41	34,60	221,0	–	–
	dolomity, vápence; sp. až vrch. trias	Sokolovo – 1290 Kordíky	1955–1964	1,10	–	7,50	–	–
	vápence, dolomity; sp. až vrch. trias	výtok zo železničné-ho tunela, Čremošné	1967–1974	12,8	23,9	47,0	6,0	12,4
N e o v u l k a n í t y	zlatostud- nianska formácia	Pod Širokou – 1291 Kordíky	1975–1996	0,80	6,05	47,9	4,5	6,2
	zlatostud- nianska form.	Na Table 1, 2 – 1292 Kordíky	1974–1996	4,42	6,05	13,7	4,5	6,2
	zlatostud- nianska formácia	Pod Kordickou chatou – 1304 Baďín	1978–1996	0,60	1,30	6,28	5,6	8,2
	sielnická formácia	Baňa – Veľká hora – 1303 Kováčová	1975–1996	0,21	0,68	2,66	5,9	8,7
	jastrabská formácia	U gruntu – 1386 Horná Ves	1972–1996	0,69	1,79	12,50	10,0	12,5
	tektonický styk turčeckej fm. a formácie Kremn. štítu	Horný Turček – 702	1991–1992	1,29	2,62	4,39	5,0	6,8



pokračovanie tab. 5

Hydrogeologický celok, homínové prostredie		Názov prameňa, č. SHMÚ, lokalita	Obdobie pozorovania	Výdatnosť l.s <sup>-1</sup>			Teplota vody °C	
				min.	priem.	max.	min.	max.
Neovulkánity	flochovská formácia	Pod chatou – 703 Horná Štubňa	1991–1992	0,19	0,29	0,52	6,0	8,4
	sielnická formácia	Nižné Grepy Kremnica	1967–1969	0,45	–	3,26	–	–
	rematská formácia	výtok zo železničného tunela, Remata	1956–1962	35,4	–	45,9	–	–
	svahové deformácie zlatostudnianskej formácie	Malá studňa Malachov	1955–60	0,08	–	14,9	–	–
			1973–77	1,10	5,0	9,8	–	–
			1955–64	1,64	–	50,0	–	–
		Veľká studňa Malachov	1973–77	3,00	10,0	19,6	–	–
			1973–77	1,40	8,0	13,5	–	–
		1955–64	4,5	–	24,4	–	–	
		1956–64	0,12	–	19,8	–	–	
	Brutov jarok Malachov	1973–77	1,00	2,2	8,5	–	–	
	Ortúty Malachov	1956–60	0,07	–	3,9	–	–	
	1973–77	0,64	3,4	6,0	–	–		
	Prameň č. 4 Malachov							
	Prameň Malachov							

o podzemných vodách sedimentov mezozoika v podloží neovulkanitov poskytujú aj vrtné práce a vývery termálnych vôd v banských dielach. Vrtom GHŠ-1 (Horná Štubňa) boli v hĺbke 1 477,0 až 1 546,0 m zachytené termálne vody z vápencov a dolomitov štúreckého príkrovu s výdatnosťou 0,41 l.s<sup>-1</sup> pri znížení hladiny vody o 5,39 m. Ložisková teplota vody bola 63,8 °C (Franko in Gašparik et al., 1974); (tab. 6). Podzemným geologickým vrtom KŠ-1 (Kremnica) boli v podloží neovulkanitov vo vápencoch stredného malmu asi krížňanského príkrovu zachytené termálne vody na zlomovej línii, ktorá pravdepodobne podmieňuje vyzdvihnutú hrasť podložia. Výdatnosť pri navrtaní na ústí vrtu bola

45,0 l.s<sup>-1</sup> a teplota vody 48,9 °C. Tlak na ústí vrtu v hĺbke 265,5 m na 7. obzore šachty Ľudovít bol 1,6 MPa (Böhmer a Škvarka, 1970; tab. 6). Podľa meraní 21. 12. 1983 bola výdatnosť na ústí vrtu ustálená na 39,2 l.s<sup>-1</sup> a teplota vody 56,8 °C (Hanzel, l. c.). Na podložie neovulkanitov je viazaný aj Teplý prameň vyvierajúci na 12,2 km Hlavnej dedičnej štólne južne od šachty Ľudovít. Je viazaný na hlavnú zlomovú líniu lokalizujúcu Hlavnú a Schrāmanovu žilu. Za infiltračné územie termálnych vôd sa považujú karbonáty mezozoika na severnom okraji Kremnického pohoria, ktoré sa ponárajú pod neovulkanity do hĺbky 1 000–1 500 m.

#### HYDROGEOLOGICKÝ CELOK SEDIMENTOV VNÚTROKARPATSKÉHO PALEOGÉNU

Nad horninami mezozoika v oblasti Kordík a Handlovej v tektonicky obmedzených poklesnutých blokoch vystupuje vnútrokarpatský paleogén s hrúbkou aj niekoľko sto metrov. Zastupuje ho bazálna litofácia a ílová litofácia. Vrtmi LX-15 a KŠ-1 pri Kremnici bol dokumentovaný výskyt paleogénu aj pod neovulkanitmi strednej časti Kremnických vrchov.

Bazálna litofácia paleogénu – zlepenca, brekie a pieskovce – je charakterizovaná puklinovou priepustnosťou. V oblasti Králik a Handlovej vystupujú na povrch na malej rozlohe. Zriedkavé pramene vyvierajúce z nich majú výdatnosť pod 0,1 l.s<sup>-1</sup> a ojedinele do 0,5 l.s<sup>-1</sup>.

Ílovcová litofácia tvorená prevažne ílovcami s preplástkami pieskocov predstavuje hydrogeologický izolátor. Pre podzemné vody z karbonátov mezozoika predstavujú nepriepustnú bariéru. V podloží neovulkanitov predstavujú nepriepustný strop hydrogeologickým štruktúram mezozoika a pôsobia aj ako nepriepustné podložie pre neovulkanity, pod ktorými sú nesúvisle uložené.

#### HYDROGEOLOGICKÝ CELOK NEOVULKANITOV

V neovulkanických horninách, v ktorých bolo vyčlenených 13 formácií (Konečný et al., 1983), sú charakteristické náhle zmeny litológie vo vertikálnom i horizontálnom smere. Je to nielen v dôsledku tektoniky, ale aj vlastnej genézy neovulkanických hornín, čím dochádza k chaotickému, resp. z hydrogeologického hľadiska nijakou zákonitosťou nepodriadenému striedaniu priepustných a relatívne nepriepustných hornín s medzizrnovou, prípadne puklinovou priepustnosťou. Prostredie neovulkanických hornín je teda možné vo všeobecnosti chápať ako zložitý zvodnený systém charakterizovaný ako celok s kombinovanou puklinovo-medzizrnovou priepustnosťou.

Priepustnosť neovulkanických hornín je možné z genetického hľadiska rozdeliť na primárnu a sekundárnu. Epiklastické a pyroklastické horniny sa vyzna-

Tab. 6 Základné údaje z hydrogeologických vrtov v mezozoíku podložia neovulkanitov

Lokalita, označenie vrtu	Geologický profil	Hydrog. kolektor	Údaje o čerpacej skúške						Tepl. vody (°C) pH	Miner. mg.l <sup>-1</sup>	Chem. typ vody
			Dátum	Hladina pod. vody (m)	Výdat. (l.s <sup>-1</sup> )	Memná výd. (l.s <sup>-1</sup> .m <sup>-1</sup> )	Dátum odberu				
Kremnica- podzemný vrt KŠ-1	0,0–450 m: andezit, vulkano- klastiká, neogén, 450–493 m: gra- fitické bridlice, 493–502 m: vápence, mezozoikum	vápence	1968	–	45,0	–	1968	47,0 –	1542,2	Ca-SO <sub>4</sub>	
Homá Štubňa, štruktúrny vrt GHŠ-1	0,0–0,6 m: hĺna, 0,6–908,7 m: íl, piesok, ílovec, pieskovec, zlepenec; 908,7–1 387 m: andezitové vulka- noklastiká, andezit, neogén, 1387–1546 m: vápence, dolomít, brekcia	vápence dolomít	14.–19, 10, 1971	28,97	0,41	0,08	19,10, 1971	64,0 6,1	2674,3	Na-Ca- HCO <sub>3</sub>	



čujú primárnu medzizrnovú priepustnosťou závislou od charakteru základnej hmoty, tmelu a stupňa konsolidácie. Pri viac konsolidovaných horninách sa ako sekundárna prejavuje aj puklinová priepustnosť. Primárna puklinová priepustnosť je charakteristická pre efúzívne a extrúzívne horniny. Sekundárna puklinová priepustnosť je viazaná na oblasti porušené tektonickými pohybmi. Doteraz známe poznatky z neovulkanitov poukazujú na veľmi vysokú priepustnosť a významnú drenážnu funkciu tektonických línií umožňujúcich preferovaný obeh podzemných vôd (lokalita Podzámčok – Fecek a Hlavatý, 1980; VN Turček – Pirman et al., 1986, 1989).

Funkciu relatívneho izolátora majú z epiklastických hornín siltovce a ílovcce, z pyroklastických hornín tufy, tufity a tufy v spojení s aglomerátmi (ako celok). Svojím vystupovaním v nadloží alebo v podloží priepustných hornín tej-ktorej formácie podmieňujú vznik zvodní s napätou negatívnou i pozitívnou hladinou podzemnej vody.

Vzhľadom na veľmi zložité hydrogeologické podmienky v neovulkanitoch ich hodnotenie urobíme podľa účelovo vymedzených oblastí. Výdatnosť sústavne pozorovaných prameňov a využívaných prameňov je uvedená v tab. 4 a 5, hydrogeologické údaje z vrto, ktorými boli overené niektoré formácie neovulkanitov, sú uvedené v tab. 7. Šalagová et al. (1997) v uvedenej časti Kremnických vrchov v súlade s hydrogeologickou rajonizáciou uvádza štyri oblasti. Juhovýchodnú oblasť predstavuje povodie Kováčovského, Sielnického a Badínskeho potoka. Budujú ho prevažne vulkanoklastiká sielnickej a turovskej formácie, ktoré predstavujú horniny so slabou priepustnosťou až relatívne nepriepustné. Vo vrcholových častiach sú priepustnejšie lávové prúdy a brekcie zlatostudnianskej formácie. V oblasti Sielnice sa využíva 19 prameňov, z ktorých sa odoberá  $10,10 \text{ l.s}^{-1}$  podzemných vôd na zásobovanie obyvateľstva. Z významnejších prameňov tu vyviera prameň Veľká hora – Baňa a Pod Kordickou chatou (tab. 5). Odtok podzemných vôd je  $3,8\text{--}5,8 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^2$  (Šalagová et al., 1997).

Severovýchodnú oblasť, t. j. hlavný hrebeň Kremnických vrchov a neovulkanity v oblasti Suchého vrchu v povodí Malachovského potoka buduje zlatostudnianska formácia, čiastočne flochovská formácia a formácia Vlčieho vrchu. Vystupovanie plastického, relatívne nepriepustného ílovcového súvrstvia paleogénu a vulkanosedimentárneho tufiticko-ílovcového kordického súvrstvia v podloží neovulkanitov vo funkcii hydrogeologického izolátora podmieňovalo vznik rozsiahlych svahových porúch prechádzajúcich až do zosuvných deformácií. Na obvode vulkanického masívu tak vznikol celý rad vrstvových, puklinových a bariérových prameňov. Je tu jednak šesť využívaných prameňov v povodí Tajovského potoka s priemerným odberom za roky 1990–1992  $27,3 \text{ l.s}^{-1}$ , jednak ďalších šesť prameňov v povodí Malachovského potoka. Ich výdatnosť podľa sústavných pozorovaní je uvedená v tab. 4 a 5.

Výdatnosť ďalších dvoch prameňov – Pod Širokou a Na Table 1, 2 – je v tab. 5. Tieto podmienky zapríčinili aj veľmi vysoký odtok podzemných vôd z povodia Tajovského, Kordického a Malachovského potoka, ktorý sa pohybuje od 8,9 do 14,4 l.s<sup>-1</sup>.km<sup>-2</sup> (Šalagová et al., 1997).

Významná je servná oblasť prislúchajúca do povodia Turca. Stratovulkánická stavba turčeckej, flochovskej a rematskej formácie a formácie Vlčieho vrchu v tejto oblasti v dôsledku rôzneho litologického zloženia podmieňuje striedanie hydrogeologických kolektorov s izolátormi a vznik zvodní s napätou hladinou podzemnej vody. V území vyviera celý rad prameňov s výdatnosťou nad 1,0 l.s<sup>-1</sup>, hlavne v blízkosti tektonických línií. Sú to hlavne pramene v dolinách východne od Turčeka a v oblasti vodárenskej nádrže Turček, ktoré majú výdatnosť od 1,0 do 5,2 l.s<sup>-1</sup> (Šalagová et al., 1997). Ďalšie dva pramene – Horný Turček a Horná Štubňa – sú uvedené v tab. 5. Vrtv situované vo výrazne porušených zónach overili artézske podzemné vody s prelivom na ústí vrtov od 0,14 do 18,0 l.s<sup>-1</sup> (vrt J-6). Mimo výrazne porušených zón (Krahuľská dolina, Horný Turček a Sklené) bola overená nižšia priepustnosť horninového prostredia. Výdatnosť vrtov bola od 0,036 do 1,25 l.s<sup>-1</sup>. Odtok podzemných vôd sa pohyboval od 3,9 do 11,7 l.s<sup>-1</sup>.km<sup>-2</sup>, v priemere 9,3 l.s<sup>-1</sup>.km<sup>-2</sup>. Táto vysoká hodnota podzemného odtoku umožňuje oblasť hydrogeologicky charakterizovať ako vysoko priaznivú z hľadiska zdrojov podzemných vôd.

V oblasti neovulkanitov prislúchajúcich do povodia Nitry prítomnosť platického kordického súvrstvia a flocového súvrstvia paleogénu v podloží neovulkanického komplexu podmieňuje vznik svahových deformácií. Vyviera z nich Mlynský prameň 1 a 2 s výdatnosťou 5,4 až 20,0 l.s<sup>-1</sup>, z ktorého sa na zásobovanie vodou odoberá 6,4 l.s<sup>-1</sup> podzemných vôd. Najväčšie sústredenie podzemných vôd na styku neovulkanitov s podložíom sa zistilo po vyrazení železničného tunela v Remate, z ktorého je výtok podzemných vôd od 35,4 do 45,9 l.s<sup>-1</sup> (tab. 5).

Auxt (1989) južnú časť Kremnických vrchov, t. j. časť v povodí Hrona prilihajúcu k Žiarskej kotline, rozdelil na šesť oblastí. Hydrogeologické údaje z vrtov jednotlivých formácií sú uvedené v tab. 7.

V oblasti Slaskej je dominujúci mohutný komplex lávových prúdov formácie Kremnického štítu a turčeckej formácie. Vrtmi bola dokumentovaná merná výdatnosť 0,12–0,94 l.s<sup>-1</sup>.m<sup>-1</sup>. Výdatnosť niektorých vrtov bola od 14,2 do 33,9 l.s<sup>-1</sup> (Lauko, 1982) a koeficient prietochnosti 1,05.10<sup>-4</sup> až 2,91.10<sup>-3</sup> m<sup>2</sup>.s<sup>-1</sup>. Vrtv sú situované hlavne v pásme tektonických porúch sv.-jz. smeru, ktoré drénujú podzemné vody. Pramene vyvierajúce z tohto porušeného pásma majú výdatnosť 0,5–1,5 l.s<sup>-1</sup> v údolí Kopernického a Slaského potoka. Hodnotená oblasť má aj najvyšší odtok podzemných vôd, ktorý je 4,3–4,6 l.s<sup>-1</sup>.km<sup>-2</sup>. Iba vo vulkanoklastikách je výdatnosť prameňov pod 0,2 l.s<sup>-1</sup> a merný odtok podzemných vôd je 0,5–2,0 l.s<sup>-1</sup>.km<sup>-2</sup>. Hydrogeologický význam oblasti je aj v jej funkcii ako zdrojovej oblasti podzemných vôd severnej časti Žiarskej

kotliny. Vrtý dokumentovali prestupy podzemných vôd do kotliny cez poklesávajúce kryhy neovulkanitov smerom na juh, kde sú prekryté vulkanose-dimentárnym súvrstvom. Geologická stavba tu podmienila vznik artézskych vôd.

Oblasť Kremnice geologicky reprezentuje komplex propylitizovaných efuzív a extruzív zlatostudnianskej formácie. Premeny hornín nepriaznivo ovplyvňujú ich hydrogeologické vlastnosti. Relatívne priepustnejšie sú len rozpukané andezity. Vrt z nich overil výdatnosť  $0,47 \text{ l.s}^{-1}$ , čo zodpovedá mernej výdatnosti  $0,02 \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{m}$  a dokumentuje veľmi nízke zvodnenie hornín. Koeficient prietochnosti je  $2,5 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . Hydrogeologicky významnú funkciu v území majú bankské diela, ktoré predstavujú rozsiahly drenážny systém. Podmieňujú zvýšenú infiltráciu a pritom drénujú podzemné vody z okolitých horninových celkov. Dokumentuje to pomerne vysoký odtok bankských vôd dedičnou štôľňou, ktorých výdatnosť sa sumárne v suchom období pohybovala okolo  $70,0 \text{ l.s}^{-1}$ . Pramene sú tu preto zriedkavé a majú malú výdatnosť. Väčšie vývery v oblasti Kremnických Baní sú zrejme výtokmi zo starých bankských diel.

Oblasť Bartošovej Lehôtky je v podstate totožná so súvislým rozšírením hornín jastrabskej formácie. Vystupujú tu extrúzie a v malej miere aj lávové prúdy ryolitov. Vrtmi bolo overené veľmi nízke zvodnenie ryolitov v oblasti Bartošovej Lehôtky a Starej Kremničky, kde výdatnosť vrtov bola  $0,5\text{--}0,95 \text{ l.s}^{-1}$ , merná výdatnosť  $0,014\text{--}0,04 \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$  a koeficient prietochnosti  $2,5 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . Vyššia výdatnosť bola dokumentovaná iba z limnokvarcitov, v ktorých sa pohybovala od  $0,56$  do  $3,8 \text{ l.s}^{-1}$ , merná výdatnosť  $0,15$  až  $0,45 \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$  (tab. 7). Koeficient prietochnosti je  $3,40 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . Všetky pramene v oblasti sú však viazané na telesá ryolitov v zóne ich povrchového rozpukania. Ich výdatnosť je  $0,5\text{--}1,0 \text{ l.s}^{-1}$ , ojedinále až  $2,0\text{--}4,0 \text{ l.s}^{-1}$ .

Oblasť Kremnického štítu budujú lávové prúdy andezitov formácie Kremnického štítu a dve extrúzie krahulskej formácie. Severnú hranicu predstavuje rozvodnica Váhu a Hrona. Hydrogeologické údaje z vrtov sú v tab. 7. Výdatnosť vrtov sa pohybovala od  $2,0$  do  $13,3 \text{ l.s}^{-1}$ , merná výdatnosť od  $0,1$  do  $0,94 \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ . Vyvierajú tu množstvo prameňov, ktoré sa už oddávna využívajú na zásobovanie Kremnice. Pramene Krahule a Grošova lúka vyvierajú na okraji extrúzie andezitov krahulskej formácie. Pramene Kellerweg, Pod dvomi studňami, Tri studne a Markušova lúka vyvierajú v jednej línii, zrejme na pokračovaní zlomu ohraničujúceho na JZ extrúziu andezitov pri Krahuliach. Ich výdatnosť je v tab. 4. Ďalšie pramene sú v okolí Nevoľného a Hornej Vsi (tab. 4, 5). Pramene v Hornej Vsi – U grantu charakterizuje režim podzemných vôd ovplyvnený bankskou činnosťou. Ide zrejme o vodu pritekajúcu starým bankským dielom blízko pod povrchom. Vďaka geologickým podmienkam a vysokým zrážkovým úhrnom je priemerný odtok podzemných vôd značne vysoký – viac ako  $4,0 \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ .

Oblasť Čiernej vody budujú horniny zlatostudnianskej formácie a časti andezitov sielnickej formácie. Charakteristický je výskyt veľkého množstva prame-



Tab. 7 Základné hydrogeologické údaje z vrtov v neovulkanioch

Oblasť	Formácia, litologický typ	Počet vrtov	Výdatnosť $l \cdot s^{-1}$			Merná výdatnosť $l \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$			Koeficient prietôčnosti $m^2 \cdot s^{-1}$		
			min.	max.	priem.	min.	max.	priem.	min.	max.	priem.
južné svaly – príslahlá časť k Žiarskej kotlině	Kremnický štit – andezity	9	2.0	13.33	5.13	0.10	0.94	0.35	2.3 · 10 <sup>-5</sup>	2.91 · 10 <sup>-3</sup>	6.4 · 10 <sup>-4</sup>
	jastrabská formácia, tylitické tufy, tufity	9	0.13	1.0	0.50	0.01	6.12	0.06	2.5 · 10 <sup>-6</sup> – 2.68 · 10 <sup>-5</sup>		
	zlatostudn. formácia, andezity, propyl. kom.	5	0.07	2.87	1.18	0.02	0.3	0.08	2.12 · 10 <sup>-5</sup>	8.3 · 10 <sup>-4</sup>	2.59 · 10 <sup>-4</sup>
	sielnická formácia, ande- zity, tufy, tufity	4	0.15	1.25	0.77	0,003	0.05	0.02	5.23 · 10 <sup>-5</sup>		
	turčecká formácia, andezity, lávové brekcie	3	2.10	8.00	4.92	0.07	3.60	1.49	1.52 · 10 <sup>-4</sup>		
	limnokvarcily	4	0.56	3.80	2.22	0.15	0.45	0.29	3.90 · 10 <sup>-4</sup>		

ňov, ktoré vyvierajú z okraja lávových prúdov s výdatnosťou okolo  $1,0 \text{ l.s}^{-1}$  a viac. Ostatné pramene, sutinovo-puklinové, sú menšie, s výdatnosťou  $0,1$  až  $0,5 \text{ l.s}^{-1}$ . Priemerná hodnota merného odtoku podzemných vôd je najvyššia v tomto území, až  $4,5 \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ . Vrtom KV-10 v oblasti ihráčskeho zlomového pásma sa overilo dobré zvodnenie pyroklastických brekcií. Z vrtu sa čerpalo  $2,0 \text{ l.s}^{-1}$  podzemných vôd, pričom merná výdatnosť vrtu bola  $0,3 \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$  a koeficient prietochnosti  $6 \cdot 10^{-4} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . Vrtom KV-11 a KV-10 sa overila aj existencia kordického súvrstvia v podloží zlatostudnianskej formácie a jeho nízka priepustnosť. Ako celok predstavuje izolátor medzi vodami podložného mezozoika a neovulkanitmi.

Oblasť Železnej Breznice budujú andezity a vulkanoklastiká sielnickej a turovskej formácie. Oblasť je chudobná na pramene. Výdatnejšie vývery sú viazané na vrcholové andezity sielnickej formácie. Ich výdatnosť je okolo  $0,3$ – $0,5 \text{ l.s}^{-1}$ . Pramene s výdatnosťou nad  $1,0 \text{ l.s}^{-1}$  sú ojedinele v andezitoch v okolí Trnavej Hory, Kľačian, Turovej a Železnej Breznice (tab. 4). Priemerný odtok podzemných vôd z tejto oblasti je veľmi nízky, pohybuje sa od  $0,46$  do  $1,60 \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  (Auxt et al., 1989). Nízke zvodnenie epiklastických brekcií sielnickej formácie dokumentoval aj vrt KV-12, z ktorého sa čerpalo  $1,2 \text{ l.s}^{-1}$  podzemných vôd a koeficient prietochnosti bol  $5,23 \cdot 10^{-5} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ .

Celkove na južných svahoch Kremnických vrchov najvyšší odtok podzemných vôd vykazovali andezity, pri ktorých sa pohyboval od  $3,45$  do  $4,6 \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , priemerne  $4,12 \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , a najnižší vulkanoklastiká, pri ktorých sa pohyboval od  $0,46$  do  $2,90 \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , priemerne  $1,47 \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ .

Chemické vlastnosti podzemných vôd neovulkanitov sú priamym odrazom charakteru laminového prostredia, dĺžky a obehu podzemných vôd v ňom. Celková mineralizácia podzemných vôd plytkého obehu (pramene) je od  $0,09$  do  $0,3 \text{ g.l}^{-1}$ . Prevládajúcim typom sú vody Ca–Mg–HCO<sub>3</sub>. Mineralizácia podzemných vôd zachytených vrtnými prácami je prevažne v rozmedzí  $0,16$ – $0,42 \text{ g.l}^{-1}$  a patria k vodám so zvýšeným obsahom H<sub>4</sub>SiO<sub>4</sub>. Banské vody majú mineralizáciu okolo  $0,4$ – $0,5 \text{ g.l}^{-1}$ .

## HYDROGEOLOGICKÝ CELOK SEDIMENTOV NEOGÉNU

Podzemné vody sedimentov neogénu sa nachádzajú v hodnotenom území iba v okrajových častiach Turčianskej, Zvolenskej a Žiarskej kotliny.

V Turčianskej kotliny sú podzemné vody viazané na súvrstvie ílových a piesčito-štrkových sedimentov. Komplex prevažne ílovitých sedimentov predstavuje v Turčianskej kotliny izolátor a má hydrogeologickú funkciu regionálnej bariéry pre hydrogeologické štruktúry podzemných vôd v okolitých regiónoch.

Tab. 8 Základné údaje z hydrogeologických vrtov v sedimentoch neogénu

Región	Kolektor	Počet vrtov	Výdatnosť vrtov $l \cdot s^{-1}$			Merná výdatnosť $l \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$			Mimeralizácia	Chemický typ vody
			min.	priem.	max.	min.	priem.	max.		
Turčianska kotl.	štrk, piesok, tufy, tufigy	4	0,13	1,68	4,64	0,02	0,16	0,39	264,1 477,6	Ca-Mg-HCO <sub>3</sub>
Zvolenská kotlina	piesok so štrkom, tufigický piesok	3	0,15	-	3,0	0,004	-	0,11	-	Ca-Mg-HCO <sub>3</sub>

Tab. 9 Základné hydrogeologické parametre z vrtov vo fluvialných sedimentoch povrchových tokov (kvartér)

Poriečna niva – úsek	Kolektor	Počet vrtov	Výdatnosť $l \cdot s^{-1}$			Merná výdatnosť $l \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$			Mineralizácia $mg \cdot l^{-1}$	Chemický typ vody
			min.	priem.	max.	min.	priem.	max.		
Hrona v úseku B. Bystrica – Zvolen	piesčité štrk, zahmlinený štrk	48	0,097	3,42	25,0	0,03	1,64	8,33	286,21 1405,75	Mg-Ca-SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> , Mg-Ca-HCO <sub>3</sub>
Turca a Teplice v Turčian. kotline	štrk	3	0,33	1,22	1,87	0,05	0,74	1,87	340,66 427,40	Ca-Mg-HCO <sub>3</sub>



Polohy pieskov a štrkov v ílovom súvrství predstavujú z hydrogeologického hľadiska kolektory podzemných vôd. Hladina podzemnej vody je v nich spravidla napätá. Základné údaje z hydrogeologických vrtov v sedimentoch neogénu sú uvedené v tab. 8.

Horninový komplex vulkanosedimentárneho neogénu vo Zvolenskej kotline ako celok je charakterizovaný veľmi nízkym zvodnením. Kolektorom podzemných vôd sú polohy pieskocov a štrkov v ílovom súvrství s medzizrnovou priepustnosťou. Základné údaje o podzemných vodách z hydrogeologických vrtov sú uvedené v tab. 8. Merná výdatnosť vrtov je  $0,004\text{--}0,11\text{ l.s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$ , pričom jeden vrt bol negatívny. Vrchný pliocén tvoria štrky, piesčité štrky, sporadicky piesky a štrky s medzizrnovou priepustnosťou. Podzemné vody tohto kolektora sa dopĺňajú infiltráciou z atmosférických zrážok. Na jeho báze vyvierajú pramene malej výdatnosti. Celkovo je tento kolektor charakterizovaný nízkym až veľmi nízkym zvodnením.

Neogénne sedimenty vystupujúce na juhozápadnom okraji študovaného územia patria už k výplni Žiarskej kotliny. Styk sedimentov s Kremnickými vrchmi nie je veľmi výrazný. Neogénne sedimenty prstovite prenikajú do pohoria. Sedimentárna výplň kotliny je slabo zvodnená. Priepustnejšie sú polohy piesčitých sedimentov a limnokvarcitov. Prevažná časť podzemných vôd prestupuje do Žiarskej kotliny z neovulkanických komplexov. Na styku s pohorím sú miestami akumulované artézske vody. Severozápadne od Kosorína bol overený vulkaniko-sedimentárny komplex okraja kotliny. Do hĺbky 150 m bolo prevŕtané 5 horizontov s artézskou vodou. Preliv bol od  $0,0$  do  $2,5\text{ l.s}^{-1}$  (vrty HKŽ, Vt-8, VK-41). Vrtom HKŽ-4 pri Janovej Lehote hlbokým 200 m bola v súvrství tufov, tufitov, aglomerátov a ílov dokumentovaná výdatnosť  $2,7\text{ l.s}^{-1}$  pri znížení 45 m. Lepšie zvodnenie dokumentoval vrt HGŽ-2 pri Lutile, z ktorého sa čerpalo  $3,8\text{ l.s}^{-1}$  podzemných vôd pri znížení hladiny vody o 26,0 m (preliv na ústí vrtu bol  $1,0\text{ l.s}^{-1}$ ). Existenciu artézskych vôd v okrajovej časti Žiarskej kotliny dokumentovali aj ďalšie vrty.

#### HYDROGEOLOGICKÝ CELOK KVARTÉRNÝCH SEDIMENTOV

Hydrogeologické vlastnosti kvartéru reprezentovaného štrkami a štrkopiesčitými fluviaálnymi sedimentmi poriečnych nív Hrona, Turca a prítokov i terasových stupňov sú závislé najmä od možnosti komunikácie s povrchovým tokom, resp. zdrojom dopĺňania zásob podzemných vôd, hrúbky náplavov, obsahu hlinitej zložky znižujúcej priepustnosť štrkových materiálov, hrúbky a kvality krycej vrstvy hĺn regulujúcej priamu infiltráciu zrážok a od sklonitosti terénu. Vyznačujú sa medzizrnovou priepustnosťou a vo väčšine voľnou hladinou podzemnej vody.

Deluviálne sedimenty pre pomerne vysoký obsah hlinitej frakcie často ílovitého charakteru nemajú z hľadiska zdrojov podzemných vôd veľký význam.

Západné a východné ohraničenie tvorí územie so svahovými poruchami. Zastúpené sú najmä blokové a zosuvné typy porúch. Geologická stavba svahov vytvorila dobré podmienky na uplatnenie účinkov podzemnej vody pri vzniku zosuvov. Pripustný, rozpučaný vulkanický masív ležiaci na nepripustnom podklade umožňuje koncentráciu podzemnej vody na svojej báze, kde jej ďalší pohyb je usmerňovaný nepripustným podložím. Na obvode blokových polí vzniká výrazná pramenná línia (východné svahy Malachov – Tajov – Králiky – Kordíky), z ktorej vody napájajú hlinito-kamenitý materiál svahovín ležiaci na obvode blokových polí, čím sa tento materiál neustále nasycuje vodou. Vzhľadom na to, že spodné časti svahov sú pokryté menej pripustným materiálom, uplatňuje sa tu aj tlak vody. Konečným dôsledkom je stav straty stability a vzniku nových, resp. aktivizácia starých svahových porúch.

Najvýznamnejším kolektorom podzemných vôd v kvartéri sú fluvialne sedimenty poriečnych nív povrchových tokov.

V južnej časti Turčianskej kotliny sú z hľadiska zvodnenia významnejšie štrky a piesčité štrky dnovej akumulácie fluvialných sedimentov Turca a Teplíce, čiastočne aj štrky terás. Základné hydrogeologické údaje sú uvedené v tab. 9.

V Banskobystrickej kotline hrúbka fluvialných sedimentov je 3,40–6,80 m. Výdatnosť vrtov sa pohybuje prevažne od 0,1 do 1,0 l.s<sup>-1</sup>, iba v oblasti Banská Bystrica – Iliáš, kde hrúbka sedimentov je 5,40–6,80 m, je výdatnosť vrtov 1,50–6,50 l.s<sup>-1</sup>. V oblasti Rakytovce – Hronsek hrúbka sedimentov je 3,50 až 6,80 m a výdatnosť vrtov obvykle 1,0–3,0 l.s<sup>-1</sup>, ojedinele v oblasti Rakytovce až 6,8 l.s<sup>-1</sup>.

Od Hronseku po Zvolen je hrúbka sedimentov od 4,30 do 14,0 m. Výdatnosť vrtov je od 1,6 do 6,8 l.s<sup>-1</sup>, lokálne medzi Hronsekom a Sliachom až 25,0 l.s<sup>-1</sup>. Merná výdatnosť vrtov sa pohybovala od 0,03 do 8,33 l.s<sup>-1</sup>.m<sup>-1</sup>.

Pripustnosť zvodnených štrkov poriečnej nivy Hrona v tomto úseku je veľmi variabilná aj na krátke vzdialenosti. Koeficient filtrácie je prevažne v rozmedzí 10<sup>-5</sup>–10<sup>-6</sup> m.s<sup>-1</sup>. Ich hrúbka sa pohybuje od 2,0 do 27,0 m. Sú však zaklinené, a preto výdatnosť vrtov je ojedinele 0,3 l.s<sup>-1</sup>. Podzemné vody terás nie sú v hydraulickej spojitosti s povrchovými tokmi a dopĺňajú sa výhradne infiltráciou z atmosférických zrážok.

Od Zvolena po Žiarsku kotlinu je poriečna niva Hrona vyplnená štrkopiesčitými sedimentmi v hrúbke 4,0 až 8,0 m. Šírka poriečnej nivy je od 100,0 do 500,0 m. V tektonických depresiách vo Zvolenskej a Žiarskej kotline sa hrúbka zvodneného horizontu zväčšuje na 10,0 až 14,0 m a šírka poriečnej nivy na 1,0–2,0 km. Zvodnenie štrkopiesčitých sedimentov je veľmi premenlivé v závislosti od hrúbky a granulometrického zloženia. Výdatnosť vrtov je prevažne od 1,0 do 5,0 l.s<sup>-1</sup>, ojedinele aj okolo 10,0 l.s<sup>-1</sup>. Priaznivejšie podmienky sa zistili v oblasti Žiaru nad Hronom, kde na ľavej strane rieky bola výdatnosť vrtov 10,0 l.s<sup>-1</sup> a bolo tu zdokumentované 40,0 l.s<sup>-1</sup> podzemných vôd. Na pravej strane

Hrona sú štrkopiesčité sedimenty zahlinené, a preto aj výdatnosť vrtov je pod  $2,0 \text{ l.s}^{-1}$  (Porubský in Hanzel et al., 1984).

Fluviálne sedimenty majú značne variabilnú priepustnosť. Merná výdatnosť iba ojedinele presahuje  $2,0 \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ . V oblasti Žiaru nad Hronom na ľavej strane Hrona kolíše od  $0,57$  do  $3,5 \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$  a na pravej strane Hrona od  $0,12$  do  $1,7 \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ . Podzemné vody sú v hydraulickej spojitosti s vodami Hrona. Koeficienty filtrácie sa pohybujú od  $2,0 \cdot 10^{-5}$  do  $3,0 \cdot 10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$  (Hanzel et al., 1984).

V južnej časti Kremnických vrchov rozsiahlejšie fluviálne sedimenty vložil Kremnický potok. Hydrogeologickým vrtom SK-1 pri Starej Kremničke sa overila výdatnosť  $0,5 \text{ l.s}^{-1}$  s mernou výdatnosťou  $0,14 \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ . Koeficient filtrácie je  $1,2 \cdot 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$  (Krumlová in Auxt, 1989).

## MINERÁLNE A TERMÁLNE VODY

Minerálne a termálne vody v študovanom území sa nachádzajú hlavne vo východnej a juhovýchodnej časti. Významnú úlohu pri ich vzniku majú tektonické línie ssv.-jjz. smeru, pričom výstupy sú viazané na križovanie so zlomami sz.-jv. smeru.

Termálne vody boli zachytené vrtom KŠ-1 v Kremnici. Z vrtu voľne vyteká  $39,2 \text{ l.s}^{-1}$  podzemných vôd s teplotou  $56,8 \text{ }^\circ\text{C}$ . Sú to vody základného nevýrazného Ca–Mg–SO<sub>4</sub> typu s mineralizáciou  $1,6 \text{ g.l}^{-1}$ .

Vo Zvolenskej kotline sa vyskytujú uhličité minerálne vody v Kováčovej, Badíne, Vlkanovej a Banskej Bystrici (Mahel' a Hynie in Hanzel et al., 1984). Prírodné pramene vyvierajú v Banskej Bystrici, Badíne a vo Vlkanovej (tab. 10) a vrtmi boli zachytené v Kováčovej, Banskej Bystrici, Vlkanovej a Badíne. Vody sú viazané na triasové karbonáty.

V Kováčovej sú vody zachytené v triasových dolomitoch chočského príkrovu, do ktorých prestupujú po zlome z triasových karbonátov krížňanského príkrovu. Vrtom K-1 v hĺbke  $392,70\text{--}502,0 \text{ m}$  z vrtu voľne vytekalo  $50,0 \text{ l.s}^{-1}$  vody s teplotou  $48,0 \text{ }^\circ\text{C}$ , ktorá však mala poklesávajúcu tendenciu. Preto bol odvrátný náhradný exploatačný vrt K-2 s hĺbkou  $536,0 \text{ m}$ . Výdatnosť voľného prelivu bola  $95,0\text{--}100,0 \text{ l.s}^{-1}$ , teplota vody  $48,0\text{--}49,1 \text{ }^\circ\text{C}$ , obsah CO<sub>2</sub>  $630$  až  $910,0 \text{ mg.l}^{-1}$  a celková mineralizácia  $2\,905,0 \text{ mg.l}^{-1}$ . Vrt K-1 bol zlikvidovaný. Pre kúpele sa využíva  $15,0 \text{ l.s}^{-1}$ . Sú to vody slabo mineralizované, síranovo-hydrogénkarbonátové, vápenato-horečnaté, hypotonické, horúce (v zmysle STN 86 8000).

V Badíne sú štyri zdroje minerálnej vody (2 pramene a 2 studne) so sumárnou výdatnosťou okolo  $1,0 \text{ l.s}^{-1}$  a teplota vody sa pohybuje v rozmedzí  $12$  až  $22 \text{ }^\circ\text{C}$ . Vo Vlkanovej sú tri zdroje (2 pramene a 1 vrt hlboký  $18,0 \text{ m}$ ) minerálnej vody so sumárnou výdatnosťou  $0,5 \text{ l.s}^{-1}$  a teplotou vody  $10\text{--}20 \text{ }^\circ\text{C}$ .

V Banskej Bystrici sa minerálne vody vyskytujú na Štiavničkách, Kráľovej, Borgarovej záhrade a v Rudlovej. Na Štiavničkách sú zachytené vrtmi B-1 a B-2



Tab. 10 Základné fyzikálno-chemické údaje prameňov minerálnych vôd

Lokality názov prameňa (registrácie číslo)	Dátum odberu	H <sub>2</sub> S (mg.l <sup>-1</sup> )	pH	Minera- lizácia	Základné chemické zloženie (mg.l <sup>-1</sup> )								Typ vody
					Na <sup>+</sup> K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup> Mg <sup>2+</sup>	Fe <sup>2+</sup> Mn <sup>2+</sup>	Cl <sup>-</sup> SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> HCO <sub>3</sub>				
Badin, Kúpeľný prameň (BB-2)	1963	–	6,7	2 787,0	46,90	529,86	0,19	4,4	3,0				SO <sub>4</sub> .HCO <sub>3</sub> .Mg–Ca
Badin, studňa č. 3 (BB-3)	1970	–	6,4	1 794,72	41,60	137,16	0,26	1 374,41	671,0				SO <sub>4</sub> .HCO <sub>3</sub> .Mg–Ca
Badin, prameň č. 7 (BB-4)	1971	–	6,7	2 860,7	34,00	347,89	–	31,4	4,0			384,4	SO <sub>4</sub> .HCO <sub>3</sub> .Mg–Ca
Badin, studňa v RD (BB-5)	1963	–	6,5	2 529,44	43,4	530,6	0,24	4,40	1,0				SO <sub>4</sub> .HCO <sub>3</sub> .Mg–Ca
Badin, prameň Podháj (BB-6)	1970	–	6,6	2 365,11	17,6	119,65	0,25	1 430,3	671,2				SO <sub>4</sub> .HCO <sub>3</sub> .Mg–Ca
Ban. Bysytica. Medokýš (BB-10)	1970	–	6,0	3 484,22	210,4	477,75	0,06	61,6	2,0				HCO <sub>3</sub> .SO <sub>4</sub> –Mg–Ca
Ban. Bysytica, prameň pod vrchou (BB-12)	1970	1,39	6,1	3 191,13	160,0	456,91	0,04	55,8	0,10				HCO <sub>3</sub> .SO <sub>4</sub> –Mg–Ca
Ban. Bysytica, prameň pod veľčinom (BB-13)	1970	–	6,7	2 751,87	21,2	151,76	–	804,07	1 513,25				HCO <sub>3</sub> .SO <sub>4</sub> –Mg–Ca
Ban. Bysytica, kúpeľ- ný prameň (BB-51)	1970	–	6,6	2 223,06	94,30	438,88	0,42	36,65	0,92				SO <sub>4</sub> .HCO <sub>3</sub> .Mg–Ca
Vlkánová, medokýš pri železnickej stanici (BB-72)	1965	–	6,1	3 660,49	34,4	432,86	0,02	4,8	2,0				SO <sub>4</sub> .HCO <sub>3</sub> .Mg–Ca
Vlkánová, medokýš pod horou (BB-73)	1965	0,30	6,3	3 164,52	45,98	686,17	0,10	4,40	2,0				SO <sub>4</sub> .HCO <sub>3</sub> .Mg–Ca
					–	192,61	0,33	1 663,28	1 055,61				
					277,72	583,56	0,16	3,80	3,0				SO <sub>4</sub> .HCO <sub>3</sub> .Mg–Ca
					–	22,86	0,20	1 326,67	933,57				

Poznámka: Údaje sú prevzaté z práce Krahulec et al. (1978).

v hĺbke 15–44,0 m. Výdatnosť vrtu B-1 je  $2,0 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$  a teplota vody oboch zdrojov je od 17,2 do 21,5 °C. V Kráľovej bola voda zachytená kopanou studňou s výdatnosťou  $0,66 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$  a teplotou 14 °C. V Borgarovej záhrade vyvierajú štyri pramene s teplotou vody 13 až 22 °C. V Rudlovej je voda zachytená vrtom v hĺbke 27–42,5 m. Výdatnosť prelivu je okolo  $0,13 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$  a teplota vody 12,3 °C. Minerálne vody v Badíne, Vlkanovej a Banskej Bystrici sú základného nevýrazného aj výrazného Ca–Mg–SO<sub>4</sub> typu, prechodného Ca–Mg–SO<sub>4</sub>–HCO<sub>3</sub> a základného nevýrazného Ca–Mg–HCO<sub>3</sub> typu s mineralizáciou v rozmedzí 2,22–4,65 g·l<sup>-1</sup> (Franko in Hanzel et al., 1984).

## NERASTNÉ SUROVINY

Ako sme už uviedli v úvode, Kremnické vrchy sú z hľadiska surovinových zdrojov pomerne významným regiónom Slovenska, a to hlavne vďaka ložiskám drahých kovov, ortuti, keramických surovín, perlitu, limnokvarcitu a stavebného kameňa. Ich surovinový potenciál nie je zatiaľ celkom preskúmaný a známy a nie je možné vopred vylúčiť ani prekvapivé výsledky. S výnimkou ložísk vápencov a dolomitov všetky prítomné suroviny sa priamo či nepriamo viažu na neogénne vulkanické a vulkanosedimentárne horniny.

Surovinové zdroje a potenciál regiónu Kremnických vrchov súborne zhodnotili Lexa et al. (1989). Tu uvádzame len celkový prehľad ložiskových pomerov a najzávažnejšie údaje o jednotlivých ložiskách.

## RUDNÉ SUROVINY

Metalogenetické procesy v oblasti Kremnických vrchov jednoznačne podmienila neogénna vulkanická činnosť a syngenetická zlomová tektonika. Preto v zmysle Buriana et al. (1985) zaraďujeme Kremnické vrchy do mladoalpínskej metalogenetickej zóny neovulkanitov. Samostatný vulkanotektonický vývoj Kremnických vrchov a vlastné vulkanické centrá a intruzívne komplexy sa odrážajú aj v metalogenetickej špecializácii, a to tak, že Kremnické vrchy treba považovať za samostatný rudný rajón, zatiaľ s dvoma rudnými poľami – kremnickým rudným poľom s dominantným zastúpením epitermálnej drahokovovej mineralizácie žilného typu a malachovským rudným poľom so zastúpením ortuťovej mineralizácie impregnačného typu.

Z hľadiska genézy a faktorov lokalizácie rozlišujeme v rudnom rajóne Kremnických vrchov viacero typov mineralizácie.

### SKARNOVÁ ŽILNÍKOVO-IMPREGNAČNÁ POLYMETALICKÁ MINERALIZÁCIA

Skarnovú polymetalickú mineralizáciu zistil a opísal Böhmer (1977) v spodnej časti vrtu KR-3 v oblasti Kremnických Baní. Sporadická mineralizácia reprezentovaná gelenitom – sfaleritom – chalkopyritom – tetraedritom vystupuje vo vápenato-horečnatých skarnoch v hĺbke 1 550–1 783 m, v endokontaktnej zóne dioritovej intrúzie (samotné kontaktne postihnuté karbonátové horniny mezozoika vrt nezastihol – na ich mieste vystupuje mladšia intrúzia gabrodioritu). Intrúzia dioritu je súčasťou intruzívneho komplexu centrálnej zóny bádenského stratovulkánu zlatostudnianskej formácie. Metalogenetická aktivnosť dioritu je



zdôraznená pozorovanými procesmi rekryštalizácie, sekundárnej biotitizácie a v jeho hornej časti aj pervazívnej silicifikácie, sericitizácie a pyritizácie, ktoré prestupujú aj do nadložného komplexu andezitových porfýrov. Výskyty polymetalickej mineralizácie z hlbokých vrtov v oblasti Kremnických Baní uvádzajú aj Knésl et al. (1990). Bebej a Dubaj (1993) na základe spracovania materiálu z vrtu KV-14 spájajú prejavy skarnizácie a polymetalickej mineralizácie s mladšou intrúziou granitového porfýru, a v širšom kontexte teda s drahokovovou epitermálnou mineralizáciou. Mineralizácia nemá ekonomický význam.

## EPITERMÁLNA ŽILNÁ DRAHOKOVOVÁ MINERALIZÁCIA

Epitermálna Au-Ag mineralizácia s nevýznamným zastúpením polymetálov, Sb a Hg na systéme kremenných žíl kremnického rudného poľa bola zdrojom banickej a minciarskej slávy Kremnice a naďalej je najvýznamnejším typom zrudnenia v oblasti Kremnických vrchov. V období najväčšieho rozkvetu sa v Kremnici ťažilo až 250 kg zlata ročne a niekoľkonásobne väčšie množstvo striebra (Bergfest, 1956). V rokoch 1947–1970 dosahovala priemerná ročná ťažba 90–100 kg Au a 120–130 kg Ag. Na základe prekračovania vtedajších limitných nákladov sa v roku 1969 rozhodlo o likvidácii ťažby drahých kovov v Kremnici, vychádzajúc z predpokladu dlhodobo nízkej ceny zlata. Likvidácia ložiska spôsobom neumožňujúcim obnovenie podpovrchovej ťažby sa skončila v roku 1979 napriek tomu, že začiatkom sedemdesiatych rokov cena zlata podstatne stúpla. Zvýšenie cien zlata však vyvolalo záujem o povrchovú ťažbu rúd s nižšou kovnatosťou. Následne sa realizoval prieskum v záujme rozšírenia zásob povrchovo ťažiteľných rúd I. žilného systému (Reimont, 1968, 1969; Štubňa, 1985; Veľký, 1992) a v roku 1987 sa povrchová ťažba v malom rozsahu aj začala. V rokoch 1996–1997 boli zásoby ešte rozšírené na základe vrtného prieskumu realizovaného firmou Argosy Slovakia. Pokles ceny zlata však nateraz spôsobil nezáujem o obnovenie povrchovej ťažby, ktoré vyžaduje vysoké počiatkové investície. Celkové zásoby ložiska vhodné na povrchovú ťažbu pravdepodobne presahujú 10 t zlata pri priemernej kovnatosti okolo 1,5–2,5 g/t Au a okolo 15–25 g/t Ag. V súčasnosti dostupné informácie nenaznačujú, že by sa tento potenciál mohol ešte podstatným spôsobom rozšíriť. Hlbšie časti žíl nedosahujú obsah potrebný na ekonomicky zaujímavú podzemnú ťažbu (Knésl et al., 1990).

Dnes sa považuje za dokázanú súvislosť drahokovovej mineralizácie s ryolitovým magmatizmom jastrabskej formácie, ktorý v priestore kremnického ložiska zastupujú dajky ryolitov až granitových porfýrov (Böhmer, 1966, 1976). Bebej a Dubaj (1993) uvádzajú z vrtu KV-14 v oblasti Kremnických Baní v hĺbke okolo 1 300 m metalogeneticky aktívnu granitoidnú intrúziu. Vývoj ekonomicky zaujímavej mineralizácie sa priestorovo obmedzuje najmä na východné krídlo kremnickej hrasti, ktorá je druhým najzávažnejším faktorom lokalizácie zrud-

nenia (Štohl a Brlay, 1978; Štohl, 1976) – extenzný zlomový systém hrasti je priestorom vývoja vlastnej mineralizácie, výzdvih hrasti napomáhal vzniku termálnej anomálie podmieňujúcej hydrotermálnu cirkuláciu a tiež dostal zrudnenie do prístupnej prípoверхovej úrovne. Systém rudných žíl je vyvinutý v prostredí propylitizovaných andezitov a intruzív centrálnej zóny bádenského stratovulkánu zlatostudnianskej formácie, čo nepovažujeme za náhodný fenomén. Ryolitová magma bola zrejme výsledkom procesov diferenciacie a anatexie v oblasti pôvodného magmatického rezervoáru, ale aj zvyškové teplo intruzívneho komplexu sa zrejme podieľalo na nastolení hydrotermálnej cirkulácie (Burian et al., 1985).

Vývoj hydrotermálnych žíl sprevádzali intenzívne premeny typu propylitizácie, argilitizácie, silicifikácie a adularizácie, čo umožňuje pri prieskume okrem iného účinnú aplikáciu geofyzikálnych metód vrátane leteckej gamaspektrometrie. Usporiadanie premien okolo žíl je zonálne – najvzdialenejšia je zóna chloritizácie (propylitizácie), bližšie k žilám sú vyvinuté zóny argilitizácie, adularizácie a silicifikácie. Prejavy adularizácie, silicifikácie a argilitizácie roziahnuté južným smerom až po Bartošovu Lehôtku vrátane prejavov nižšie-termálnej Au, Sb a Hg mineralizácie interpretovali Štohl et al. (1994) ako indície laterálneho odtoku kremnického hydrotermálneho systému po hlavných zlomových štruktúrach južným smerom. Charakter premien sa mení aj vo vertikálnom smere (Bebej a Dubaj, 1993). V hlbších častiach hydrotermálneho systému žily so zvýšeným obsahom polymetálov sprevádza propylitizácia a adularizácia, bližšie k povrchu prevláda silicifikácia, adularizácia a argilitizácia (variabilne illit, kaolinit, montmorillonit). Proces vlastnej mineralizácie bol sprevádzaný tektonickým nepokojom a hydrotermálno-explozívnu aktivitou prejavujúcou sa drvením a brekciáciou žiloviny. Drahokovová mineralizácia vykazuje aj zonalitu: v okrajových častiach rudného poľa ju sprevádzajú výskyty antimonitu a rumelky, do hĺbky sa, naopak, zvyšuje zastúpenie polymetálov a zrudnenie nadobúda charakter komplexnej drahokovovo-polymetalickej rudy.

Hlavné žilné štruktúry kremnického ložiska sú s.-j. až ssv.-jjz. smeru. Na ložisku je známych viac ako 120 žíl, sústredených v dvoch hlavných žilných systémoch a rudimentárne vyvinutom treťom žilnom systéme. I. žilný systém západne od Kremnice na východnom krídle kremnickej hrasti s hlavnými žilami Schrämen, Hlavná, Kirchberg a Anna je charakterizovaný smernou dĺžkou až 6 500 m, veľkou hrúbkou niektorých úsekov (až do 80 m v úseku Šturca), prevládajúcim sklonom 60–70° na východ, početnými odžilkami a makroskopicky neviditeľným zlatom. Priemerný obsah zlata sa pohybuje od 2 do 3 g/t a striebra okolo 10 až 20 g/t. Žilovinu tvorí prevažne kremeň s kolísavým obsahom karbonátov. Zlato vystupuje vo forme elektra v kremeň alebo pyrite, v malom množstve sú prítomné sulfosoli striebra a polymetalické sulfidy. Hĺbkové pokračovanie žíl overoval vrtmi Böhmer (1977). S narastajúcou hĺbkou sa charakter mineralizácie mení v prospech minerálov Ag, polymetalických kovov a Te. Severné pokračovanie

čovanie I. žilného systému v oblasti Kremnických Baní overili vrtmi Knésl et al. (1990) po úroveň -250 m.

II. žilný systém v oblasti mesta Kremnica s hlavnými žilami Zlatá, Helena a Krížna dosahuje smernú dĺžku len 1 500 m pri hrúbke žíl do 2 m, ale zlato vystupuje vo forme hniezd makroskopicky viditeľného zlata v kavernóznej kremeňovo-karbonátovej žilovine. Bohatšie úseky žíl vykazovali obsah nad 4 g/t Au a 30 g/t Ag. Sprievodné minerály predstavujú galenit, sfalerit, chalkopyrit, sulfosoli striebra, tetraedrit a iné. Ťažba dosiahla úroveň 400 m pod povrchom. Hĺbkové pokračovanie žíl nie je známe, možno predpokladať pokles obsahu zlata a nárast obsahu Pb, Zn a Cu.

Rudimentárne vyvinutý III. žilný systém medzi Lúčkami a Kopernicou a juhovýchodne od Kunešova so žilou Katarína a Vlčími žilami vystupuje v diagonálnej pozícii na protiklonných zlomoch v podloží I. žilného systému (západné krídlo kremnickej hrsti). Hrúbka žíl nepresahuje 1 m pri obsahu Au 1,5–2 g/t a Ag okolo 5 g/t. Ako IV. žilný systém sa niekedy označujú premenené zóny s drobnými žilkami kremeňa juhovýchodne od Kunešova na západnom krídle kremnickej hrsti.

#### HYDROTERMÁLNA ŽILNÁ ANTIMONITOVÁ MINERALIZÁCIA

Tento typ mineralizácie geneticky súvisí s opísanou drahokovovou mineralizáciou. Vyskytuje sa ako vonkajšia zóna v okrajovej časti rudného poľa pri južnom zakončení žilných štruktúr pri Bartošovej Lehôtke (Fiala, 1961; Knésl et al., 1976, 1989) a v dobytateľnom obsahu ako produkt najmladších mineralizačných období na podložných žilách I. žilného systému v oblasti Šturca (Reimont, 1969; Böhmer et al., 1976). Úseky s Sb mineralizáciou boli vyťažené koncom šesťdesiatych rokov, bezprostredne pred skončením banskej činnosti v Kremnici.

#### HYDROTERMÁLNA ŽILNÁ POLYMETALICKÁ MINERALIZÁCIA

Aj tento typ mineralizácie zistený v hĺbke vrtným prieskumom (Knésl et al., 1990; Bebej a Dubaj, 1993) geneticky súvisí s opísanou drahokovovou mineralizáciou – v rámci zonálneho vývoja žíl predstavuje jej hĺbkové pokračovanie. Prechod je postupný – znižuje sa obsah zlata a narastá obsah Pb, Zn a Cu. Priemerný obsah Au je do 1 g/t, Ag okolo 50 g/t, Pb okolo 0,5 %, Zn okolo 0,8 %, Cu okolo 0,2 %. Vzhľadom na hĺbku vystupovania mineralizácia nemá praktický význam.

#### ORTUŤOVÁ MINERALIZÁCIA IMPREGNAČNÉHO TYPU

Ortuťová mineralizácia reprezentovaná rumelkou v sprievode ďalších nízko-termálnych minerálov dosahuje ekonomické parametre len v malachovskom rud-



nom poli. Jej prejavy sú však rozptýlené po celom rudnom rajóne Kremnických vrchov s výnimkou centrálnej časti kremnického rudného poľa. Böhmer (1966) chápe Hg mineralizáciu spolu s prejavmi Sb a As mineralizácie ako vonkajšiu zónu v okolí prejavov drahokovovej mineralizácie a súčasne za najmladšiu v sukcesii. Z distribúcie Hg v rozličných vulkanických formáciách a komplexoch sa nedá doložiť jej časová jednotnosť. Knésl (1984) zdôraznil štruktúrny faktor lokalizácie Hg mineralizácie, ktorá spravidla sprevádza zlomové zóny vyššieho rádu umožňujúce nízkotermálnu cirkuláciu vôd a tektonickú predispozíciu horninového prostredia, ktoré variabilne predstavujú dolomity chočského príkrovu, paleogénne pieskovce či vulkanity. Hoci prejavy Hg mineralizácie nemôžeme viazať na konkrétne magmatické telesá, respektíve konkrétne etapu vulkanickej aktivity, môžeme predpokladať, že majú vzdialenejší súvis s vulkanickou aktivitou, keď teplo magmatického systému centrálnej vulkanickej zóny a jej intruzívnych komplexov pravdepodobne bolo energetickým zdrojom hydrotermálnej cirkulácie na okrajových zlomových zónach kremnického grabenu. Prejavy Hg mineralizácie sú spravidla sprevádzané nízkotermálnymi premenami horninového prostredia typu disolúcie, prekremenenia, opalizácie, prípadne argilitizácie.

V okolí Čertovho vrchu južne od Kremnice, v prostredí ryolitov jastrabskej formácie, sa zistila Hg mineralizácia vo forme povlakov a impregnácií rumelky v silicifikovaných horninách. Geologickoprieskumné práce (Knésl et al., 1976) nepriniesli pozitívne výsledky.

Viacero výskytov a v minulosti ťažených ložísk ortuti je známych z *malačovského rudného poľa* západne od Banskej Bystrice. Charakteristická je monominerálna nízkotermálna mineralizácia impregnačného typu v horninách mezozoika a paleogénu. Rozsiahla historická ťažba bola zastavená koncom 18. storočia. Intenzívna prieskumná aktivita v sedemdesiatych rokoch (Knésl et al., 1973, 1976, 1981; Knéslová et al., 1983) viedla k objaveniu nového ložiska Veľká studňa ťaženého koncom osemdesiatych rokov a k rozpracovaniu niekoľkých ďalších lokalít v etape vyhľadávacieho prieskumu. Zistené parametre výskytov nenaviedajú na prítomnosť v súčasnosti ťažiteľných ložísk ortuti.

*Ložisko Veľká studňa* je situované v prostredí hornín centrálnokarpatského paleogénu, v bezprostrednom podloží kordického súvrstvia a vulkanitov zlato-studnianskej formácie. Rudná mineralizácia v podobe žilníkov a impregnácií rumelky je vyvinutá hlavne v karbonatických pieskovcoch, lokálne zasahuje aj do podložných dolomitických brekcií a vykazuje výraznú priestorovú väzbu na regionálne a lokálne zlomové štruktúry. Distribúcia mineralizácie v rámci ložiska je krajne nerovnomerná. Pre ložisko je charakteristická prítomnosť hniezdovitých telies bohatej rudy, ktorých kovnosť sa pohybuje okolo 1 % Hg. Zrudnenie je monometalické, sporadicky rumelku sprevádza pyrit, markazit a výnimočne aj realgár. Priemerná hrúbka ložiskového telesa v.-z. smeru (smerné ohraničenie je tektonické) sa pohybuje okolo 7 m, priemerná kovnosť je 0,17 % Hg. Západ-

ným smerom ložisko pokračuje pod vulkanity zlatostudnianskej formácie v poklesnutej pozícii zhruba o 30 m (ložisko Veľká studňa-západ). Bližšie údaje o ložisku sú uvedené v správach Knésla et al. (1973, 1981).

Výskyt *Pri jazere* leží južne od ložiska Veľká studňa a reprezentuje malachovské ložisko ťažené v 15.–18. storočí. V priestore vydobytých partií ložiska existujú predpoklady vyhľadania pokračovaní ťažených ortuťonosných telies. Perspektívne sú aj skryté paleogénne súvrstvia západným smerom (v súvislosti s výskytom Veľká studňa-západ). V priestore výskytu sa nachádzajú aj puklinové typy Hg mineralizácie vyvinuté v strednoeocénnych zlepencoch, inak je charakter i distribúcia mineralizácie analogická s ložiskom Veľká studňa (Knésl et al., 1981). Analogické výskytu impregnačnej mineralizácie v pieskovcoch paleogénu sú známe aj z okolia Dolnej a Hornej skaly v južnej časti malachovského rudného poľa (Knésl et al., 1981).

Západne od Nemeckého vrchu sú rozsiahle stredoveké dobývky ortuť. Rumelka tu vystupovala ako impregnácie v rozpadavých, disolúciou postihnutých dolomitoch hronika. Obdobný typ mineralizácie overili Knésl et al. (1983) vrtnými prácami aj priamo v podloží vulkanitov Nemeckého vrchu. Priemerná hrúbka zrudnenia dosahuje 5 m, priemerná kovnosť 0,11 % Hg. Distribúcia mineralizácie je krajne nerovnomerná. Akumulácie bohatších rúd sú viazané na výskytu organogénnej hmoty (čierna šmuha) v dolomitoch. Podobná mineralizácia sa zistila aj východnejšie v oblasti Trávneho Žiaru.

#### ANTIMONITOVÁ MINERALIZÁCIA IMPREGNAČNÉHO TYPU

Mineralizácia geneticky súvisí s nízkotermálnou Hg mineralizáciou, ktorú miestami sprevádza – štruktúrna podmienenosť a pôvod rudonosných roztokov je obdobný (Knésl et al., 1973, 1981). Mineralizácia nemá praktický význam.

#### ARZÉNOVÁ MINERALIZÁCIA IMPREGNAČNÉHO TYPU

Mineralizácia reprezentovaná realgárom a auripigmentom má obdobnú genézu ako uvedená Hg a Sb mineralizácia. Staré kutacie práce na As rudy (realgár) sú známe z lokality Králiky – Farbená, kde realgár vystupuje v podobe impregnácií v paleogénnych drobnozrnných pieskovcoch a z lokality Tajov – Baničky, kde auripigment (menej realgár) vystupuje v podobe povlakov a impregnácií v stredotriasových vápencoch hronika. Distribúcia mineralizácie je krajne nerovnomerná (Knésl et al., 1973). Mineralizácia nemá praktický význam.

#### ZLATÁ MINERALIZÁCIA TYPU CARLIN

Tento typ nízkotermálnej mineralizácie zlata nebol dosiaľ v Západných Karpatoch známy. Jeho prejavy boli pri Remate identifikované len nedávno na zá-

klade geochemických anomálií a prítomnosti jasperoidov (Knéslová, 1989; Knésl et al., 1990). Mineralizácia sa viaže na silicifikované a opalizované zóny v tektonicky porušených dolomitoch s prejavmi disolúcie v blízkosti okrajových zlomov kremnického grabenu. Štruktúrna kontrola prejavov mineralizácie je jednoznačná. Pri úvahách o zdroji hydrotermálnych roztokov môžeme aplikovať identický model ako pre Hg mineralizáciu (rumelka a antimonit vystupujú ako sprievodné minerály), alebo za tepelný zdroj cirkulácie môžeme považovať aj intruzívne teleso dioritového porfýru, vystupujúce v susedstve rudných výskytov. Na lokalite sa realizoval vyhľadávací prieskum s použitím geochemických metód a orientačných vrtov do hĺbky 250 m (Knéslová et al., 1991).

Jasperoidy s charakteristickými kavernóznymi a brekciovitými textúrami sú výsledkom metasomatického zatláčania dolomitov hronika, v ktorých vytvárajú celý rad šošovkovitých telies konkordantných s priebehom vrstvitosti alebo sledujúcich porušené zóny. Časť jasperoidov je limonitizovaná, čo je indíciou prítomnosti primárnych sulfidov. Jasperoidy vystupujúce v hrúbke 2–20 m sú spravidla sprevádzané prejavmi intenzívnej disolúcie v dolomitoch, ktorá sa prejavuje piesčitým rozpadom, vznikom disolučných brekcií a v extrémnom prípade vznikom brekcií s reziduálnymi tmavými ílovcami (bridlicami). Primárne aj sekundárne geochemické pole vykazuje anomálny obsah As, Hg, Sb a Ti. Obsah Au v jasperoidoch kolíše od stotín po 0,26 g/t, v brekciách s tmavými ílovcami bol ojedinele zaznamenaný obsah až do 1 g/t (Knésl a Knéslová, 1993).

## MEDENÁ MINERALIZÁCIA IMPREGNAČNÉHO TYPU

Geochemickými prácami a následným povrchovým a litogeochemickým overovaním boli dosiaľ v okrajových častiach Kremnických vrchov identifikované štyri výskyt Cu mineralizácie impregnačného typu, v analýzach aj so zvýšeným obsahom Mo, Ag, Sn a pod., čo eventuálne zvädza k predstave, že môže ísť o indície porfýrového typu Cu mineralizácie (Knésl, 1984; Knéslová et al., 1987). Štruktúrna pozícia uvedených výskytov, absencia charakteristických premien a neprítomnosť vhodných intruzív však robia takýto model málo prevdepodobným (porovnaj Štohl a Lexa, 1987). Dva z výskytov – Vlčí vrch a Bralová Skala – Sklenné – vystupujú priamo, resp. v bezprostrednej blízkosti vulkanických centier, najmä v prípade Vlčieho vrchu s telesami komínových brekcií a dioritových porfýrov. V prípade týchto výskytov môžeme teda uvažovať o mobilizácii rudných zložiek lokálnymi „hydrotermálnymi“ systémami vulkanických centier, na čo poukazuje aj charakter premien. Ostatné geochemické anomálie nápadne koincidujú s hlavnými zlomovými štruktúrami a predpokladáme, že sú odrazom cirkulácie fluid na týchto štruktúrach (Lexa et al., 1989).



## BERTRANDITOVÁ MINERALIZÁCIA

Táto mineralizácia zatiaľ nebola zistená. Komplex ryolitových extrúzií, intrúzií a vulkanoklastík s prejavmi postvulkanickej činnosti vytvára vhodné prostredie na jej možný výskyt (Lexa et al., 1989).

## SEDIMENTÁRNE ŽELEZNÉ RUDY

Rudy tohto typu vystupujú pri Železnej Breznici. Reprezentuje ich limonit usadený v lokálnej panvičke močiarného typu v rámci vulkanosedimentárneho súvrstvia na báze sielnickej formácie.

## NERUDNÉ SUROVINY

Prítomné horninové komplexy, najmä však produkty ryolitového vulkanizmu jastrabskej formácie vytvárajú prostredie na výskyt celého radu nerudných surovín vrátane ložísk priemyselného významu.

## DOLOMITY

Dolomity stredného až vrchného triasu hronika vytvárajú mohutné masy pri západnom, severnom a východnom okraji regiónu. Zásoby sú takmer neobmedzené, z hľadiska náročnejšieho využitia sa nesledovali. Často sú rozpadavé – rozvetrávajú na dolomitovú múčku. V blízkosti hlavných zlomových štruktúr sú miestami znehodnotenú prejavmi silicifikácie.

Napriek uvedenému potenciálu dolomity sa v skúmanom regióne ťažia len v dvoch kameňolomoch jv. od *Horných Pršian* pri Banskej Bystrici. Menšie, dnes opustené kameňolomy poznáme pri Rakytovciach, Turčianskych Tepliciach a Remate. Dolomity v uvedených kameňolomoch sú prevažne masívne, ale miestami aj brekciovité, zailované či mierne silicifikované. Obsah  $\text{SiO}_2$  sa pohybuje v intervale 0,1–9,7 %,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  v intervale 0,03–4,0 %. Dolomity sú vhodné na výrobu drveného kameniva na menej náročné účely (betón, malty, omietky, kryty a podklady vozoviek).

## VÁPENCE

Na rozdiel od dolomitov vápence sú v skúmanom území zriedkavejšie. Zastúpené sú najmä sivé stredotriasové vápence gutensteinského typu, ktoré vystupujú tak v krížňanskom príkrove, ako aj v niektorých častiach hronika. V menšom rozsahu sú v krížňanskom príkrove prítomné aj vápence fatranských vrstiev a v hroniku wettersteinské a dachsteinské vápence. Reiflinské vápence

hronika a jurské vápence krížňanského príkrovu sú pre zvýšený obsah kremeňa a hľuznatosť zo surovinového hľadiska nezaujímavé. Vápence sa v minulosti ťažili len v malých príležitostných lomoch ako stavebný kameň nižšej kvality, v súčasnosti sa neťažia.

Samostatnou kategóriou vápencov sú slienité vápence vrchnej jury a spodnej kriedy krížňanského príkrovu, ktoré sú využiteľné ako cementárska surovina. Podstatnejšie sú rozšírené najmä západne od Harmanca a v okolí Čremošného. Vzhľadom na stret záujmov s ochranou životného prostredia nepredpokladáme v týchto oblastiach ich ťažbu.

## PIESKOVCE

Jedinú ťaženú lokalitu pri Králikoch reprezentuje pevný karbonatický pieskovec blokovej odlučnosti v borovskom súvrství bazálneho paleogénu. Pieskovec sa využíva na hrubú kamenársku výrobu. Zásoby ložiska sú takmer vyčerpané.

## TRAVERTÍN

V minulosti sa ťažil len výskyt severne od Hornej Štubne. Hrúbka travertínu dosahuje len 2 m a značná časť výskytu bola vyŕažená. Travertín bol uložený prameňom, ktorý je v súčasnosti zachytený ako zdroj pitnej vody. Travertíny pri Hornej Štubni a Badíne v súčasnosti nepredstavujú surovinovo zaujímavé objekty.

## STAVEBNÉ KAMENE

Zložením pestrý vulkanický komplex Kremnických vrchov poskytuje širokú paletu horninových typov vhodných ako stavebný kameň. Ide najmä o lávové prúdy väčšej hrúbky, extrúzie a intrúzie, ktoré nie sú postihnuté premenami a procesmi brekciácie. Len menšia časť telies zistených mapovaním vyhovuje platným normám v oblasti fyzikálno-mechanických vlastností. Lávové prúdy bazaltických, pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov so svojou vysokou pevnosťou a doskovitou až blokovou odlučnosťou poskytujú kvalitnú surovinu na výrobu drveného kameniva. Extruzívne telesá kyslejších andezitov a ryolitov nemajú také dobré fyzikálno-mechanické vlastnosti, ale svojou odlučnosťou a blokovitosťou často vyhovujú normám pre hrubú kamenársku výrobu, prípadne aj dekoračný kameň. Kritickým faktorom pri ložiskách kameňa je hrúbka skrývky, preto za perspektívne môžeme považovať len tie lokality, kde ložiskové lávové teleso nie je prekryté vyššími členmi súvrstvia a kde erózia odstránila zónu brekciácie a napnenia (pôvodný povrch telies). Fyzikálno-mechanické vlastnosti stavebných kameňov z vybraných lokalít Kremnických vrchov sú uvedené v tabuľke 11.

Stavebné kamene sa ťažili v početných príležitostných kameňolomoch, najmä v súvislosti s výstavbou železníc, ciest a priehrad. V súčasnosti je v ťažbe len ložisko andezitu *Badín – Skalica* (Knésl et al., 1964) ako zdroj kvalitného drveného kameňa a príležitostne aj ložisko ryolitu j. od Starej Kremničky (Lexa et al., 1989) ako zdroj základového kameňa. Prieskumom boli overené ešte lokality: ložisko *Horný Turček–Špicatá* vyťažené pri stavbe VN Turček (Domanický a Hasch, 1988), dnes vyťažené ložisko *Horná Štubňa–Špičiak* (Šouba, 1956; Král' a Flimmel, 1960; Mušák et al., 1968, 1980; Domanický et al., 1981), *Jastrabá–Ostrá hora* (Knéslová et al., 1984) a *Horný Turček–Na piesku* (Domanický a Kozáč, 1970).

Potenciál stavebných kameňov Kremnických vrchov súborne zhodnotili Lexa et al. (1989). Extruzívne telesá komplexu andezitov s granátom síce tvorí masívny andezit blokovej odlučnosti, ale autometamorfné premeny spôsobujú nízku odolnosť proti vetraniu. V minulosti sa využívali len príležitostne ako blokový kameň na stavbu domov (*Zimné úbočie a Janova Lehota*). Podobne je možné charakterizovať aj masívne intruzívne andezity centrálnej zóny zlatostudnianskej formácie postihnuté propylitizáciou, v minulosti ťažené v lomoch pri *Kremnických Baniach, Kremnici, Lúčkach a Kopernici*.

Najrozšírenejším zdrojom stavebného kameňa sú lávové prúdy bazaltických, pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov. Spravidla v spodnej časti ich tvorí masívny andezit doskovitej až blokovej odlučnosti, ktorý vďaka mikrolitickej alebo pilotaxitickej základnej hmote bez prítomnosti skla a minimálnej pórovitosti má vynikajúce fyzikálno-mechanické vlastnosti. Pokiaľ prúdy majú dostatočnú hrúbku a erózia odstránila nadložné lávové brekcie, sú ideálnym zdrojom na výrobu drveného kameniva I. a II. triedy, vhodného na kryty a podklady vozoviek, koľajové lôžka a prípravu betónov. Zvyšovanie pórovitosti znižuje kvalitatívne parametre. Jediným ťaženým ložiskom je *Badín – Skalité*, v regióne je však prítomné množstvo opustených menších lomov. Lexa et al. (1989) vyčlenili aj početné lokality prognózných zdrojov, ktoré sa viažu na hrubšie lávové prúdy prechodnej zóny zlatostudnianskej formácie, turčeckej formácie, formácie Kľakovskej doliny, formácie Kremnického štítu, rematskej formácie, flochovskej formácie a turowskej formácie. Obdobné kvalitatívne parametre majú aj bazaltické andezity ložných intruzívnych telies juhovýchodne od Bartošovej Lehôtky, overené aj prieskumom (Knéslová et al., 1984). Lávové prúdy amfibolicko-pyroxenických andezitov formácie Kremnického štítu obsahujú niekedy hrubé polohy pórovitého až napeneného andezitu hneď farby s prechodom do lávových brekcií s blokovou odlučnosťou. Východne od Kremnice sa v minulosti ťažili na výrobu kvádrov pri výstavbe mnohých historických budov v Kremnici. Potenciálnym zdrojom stavebného kameňa vhodného ako základový kameň, na hrubú kamenársku výrobu, prípadne aj ako dekoračný kameň sú extruzívne telesá a krátke hrubé lávové prúdy kyslejších andezitov krahulskej, studenskej a sielnickej formácie, ako aj extruzívne telesá ryodacitov a ryolitov jastrabskej formácie.



Tab. 11 Technologické vlastnosti ložisk a výskytov stavebného kameňa v Kremnických vrchoch

Lokalita	Hornina	Hmotnosť		Poro- vitosť %	Násiakavosť		Strata hm.		Pevnosť v tlaku			
		objem kg/m <sup>3</sup>	merná kg/m <sup>3</sup>		hmotn. %	objem %	zmráz %	zvrst. %	vy-suš. MPa	nasiak MPa	zmráz MPa	otlk %
Vápenný potok	px andezit	2 628	2 732	4,05	1,2	3,1	0,1	0,2	140	100	85	29,4
Badínska dolina	sklovitý px andezit	2 715	2 760	1,2	0,3	–	0,1	0,05	200	180	199	26,7
Dolný Turček	px andezit	2 687	2 867	2,5	0,5	1,4	0,1	0,1	162	148	126	20,3
Dolný Turček	px andezit	2 668	2 731	2,5	0,2	0,5	0,1	0,2	139	134	128	25,8
Hor. Turček, Mokrú dol.	leuk. andezit	2 469	2 737	7,15	1,2	3,0	0,8	1,4	60	62	45	62,6
Harmavec, Prašnica	sklov. leuk. andezit	2 658	2 740	4,35	1,1	2,9	0,1	0,1	146	106	114	25,3
Nevoľné, Zákľuky	amf-px andezit	2 475	2 742	9,35	2,4	6,0	0,2	0,5	104	110	101	27,9
Slaský potok	amf-px andezit	2 636	2 746	4,9	1,0	2,6	0,1	0,2	120	87	79	22,3
Hladká skála	bi-amf-px andezit	2 646	2 767	4,35	1,1	2,9	0,1	0,2	149	132	119	29,1
Dolina Bystřice	bi-amf-px andezit	2 614	2 738	4,3	1,3	4,3	0,1	0,2	124	116	109	26,8
Turček, Špicatá	bi-amf-px andezit	2 475	2 707	7,6	–	3,4	2,4	5,1	120	108	71	37,5
Krahule	bi-amf andezit	2 409	2 640	8,5	2,0	4,8	–	–	152	134	127	–
Krpec	px andezit	2 671	2 807	5,55	1,0	2,6	0,2	0,3	180	150	110	32,1
Vysoká Rúbň	px andezit	2 723	2 820	3,6	0,7	1,9	0,1	0,1	188	146	136	20,8
H. Šubňa, Špičák	px-amf andezit	2 555	2 720	–	–	1,4	0,1	0,8	140	129	122	28,4
Turová, Gasparov vrch	bi-amf-px andezit	2 546	2 812	9,45	2,1	5,3	0,2	0,4	103	84	78	32,3
Tmavá Hora	px andezit	2 405	2 661	8,4	2,4	5,8	0,5	1,0	67	60	58	51,6
Jablonka	px andezit	2 722	2 789	2,5	0,4	1,1	0,1	0,1	138	103	101	21,3
Pod Braló	px andezit	2 709	2 775	2,0	0,7	1,9	0,1	0,1	168	135	110	23,7
Badín, Skalica	px andezit	2 710	2 771	2,3	0,6	1,7	0,1	0,3	208	199	195	25,5
Jastraba,	bazaltický andezit	2 650	2 835	4,4	–	1,6	2,3	4,3	184	157	162	22,8
Jastraba,	bazaltický andezit	2 840	2 880	0,7	–	3,1	0,1	0,1	207	188	185	18,7
Ostrá hora II	ryolit	2 063	2 448	17,6	6,2	12,5	1,8	2,9	34	16	18	30,4
Stará Kremnická	ryolit	2 289	2 437	6,7	2,3	5,2	9,2	76,9	39	30	19	84,9
Bartošova Lehôtka	ryolit	2 092	2 600	20,5	7,9	16,3	0,2	0,9	58	53	43	–
Kopernická dolina	ryolit	2 230	2 502	10,8	–	4,2	0,8	0,9	104	86	83	41,0
Turček, Na piesku	ryolit											

## RYOLITOVÉ TUFY

Ryolitové tufy, pokiaľ majú vhodnú zrnitosť a rozpadavosť, sú využiteľné ako maltárske piesky. Takýmto podmienkam vyhovujú najmä redeponované piesčité typy tufov vo väčšej vzdialenosti od vulkanických centier. Ryolitové tufy sa v minulosti príležitostne ťažili južne od Hornej Štubne, pri železničnej stanici Bartošova Lehôtka, juhovýchodne od Slaskej, pri Kosoríne, Janovej Lehote, Dolnej Vsi a Jastrabej. Časť ryolitových tufov s vysokým obsahom skla a nezvetranej pemzy vyhovuje podmienkam na expandáciu.

## ŠTRKOPIESKY

Štrkopiesky sa geneticky viažu najmä na mladé kvartérne fluvialne uloženiny Hrona. Rohálová a Hasch (1970) vyčlenili po zväžení stretu záujmov medzi Banskou Bystricou a Žiarom nad Hronom päť prognózných plôch viazaných na výskyty overené vrtní (*Hronsek – Rakytovce, Budča, Jalná, Šášovské Podhradie*). Štrky sú polymiktné, s obliakmi do 0,2–0,4 m, s nedostatkom piesčitého materiálu, prevažne zahlinené a zailované. Hrúbka je premenlivá, od 3 do 12 m. Po úprave sú použiteľné na menej náročné účely. Lexa et al. (1989) vyčlenili ako prognózne zdroje aj polymiktné štrky vysokých štrkových terás pri Šibeničnom vrchu (starý pleistocén) a Pitelovej (pliocén). Ich kvalita nie je známa. Očakávaná hrúbka štrkov je 5–20 m.

Pri Kosoríne je prieskumom overené malé ložisko hrubozrnných pieskov (Fedor, 1969). Na zložení pieskov panónskeho veku sa podieľajú prevládajúci kremeň, muskovit, živce a menej zastúpený vulkanický materiál. Využiteľné sú ako maltárske piesky, po úprave aj do betónov.

## PERLITY

Ložiská perlitov sú viazané na sklovité plášte ryolitových telies jastrabskej formácie a ryolitové brekcie s vulkanickým sklom vystupujúce v podloží a bezprostrednom okolí sklovitého plášťa ryolitov. Z hľadiska genézy ložiskových výskytov nie je doriešená otázka príčiny veľkého rozsahu zosklovitenia – výraznú úlohu tu pravdepodobne zohral styk s vodným prostredím odrážajúci sa v prítomnosti freatomagmatických tufov a hyaloklastitovom charaktere sklovitých brekcií. Sklovité plášte ryolitových telies poskytujú najkvalitnejšiu surovinu – redepozíciu materiálu sa kvalita znižuje. Napriek tomu predpokladáme, že niektoré horizonty ryolitových epiklastík s vysokým podielom sklovitého detritu a nezvetranej pemzy vyhovujú podmienkam na expandáciu.

Ložisko perlitu *Jastrabá* západne od rovnomennej obce je toho času najväčším slovenským ložiskom tejto suroviny (Zuberec a Sýkora, 1980; Hroncová a Sýkora, 1985). Perlit tu vystupuje vo forme sklovitého plášťa hrubého lávového

prúdu Jastrabej skaly a sklovitých brekcií hyaloklastitového typu. Ložisko má dĺžku 900 m a šírku 500 m pri priemernej hrúbke 75 m, čo zodpovedá zásobám v množstve 17,5 mil. ton. Skrývku v hrúbke okolo 5 m tvoria technologicky nevhodné zvetraniny. Podložie ložiska reprezentujú ryolitové tufy a epiklastiká s malým obsahom skla. Obsah perlitickej vody v surovine je 2,9–5,1 %. Sypná objemová hmotnosť expandovaného perlitu sa pohybuje od menej ako 100 do 200 kg/m<sup>3</sup>.

Druhým známym ložiskovým výskytom perlitu je lokalita *Pitelová-Kuricovci* (Zuberec et al., 1980). Ložiskový výskyt predstavuje sklovitý plášť ryolitového telesa v hrúbke 3–8 m. V podloží je sférolitický ryolit, v nadloží tufobrekcie, ktorých veľká hrúbka podmieňuje nebilančnosť výskytu.

Lexa et al. (1989) vyčlenili aj prognózne zdroje perlitov v predpokladanom množstve okolo 8 mil. ton, ktoré sa viažu na sklovité okraje ryolitových telies zistené geologickým mapovaním v. od Hornej Vsi, sv. od Bartošovej Lehôtky a jv. od Slaskej (jz. od Hornej Klapy). Ryolitové vulkanoklastiká bohaté na sklovité úlomky sú menej kvalitnou surovinou a o ich využívaní sa zatiaľ neuvažuje.

## DIATOMITY

Ich výskyt sa obmedzuje na dve lokality pri Turovej a Jastrabej, v prvom prípade v tufitických ílovcoch sarmatského veku na báze sielnickej formácie, v druhom prípade vo vrstvách tufitických ílovcov vrchného bádenu v rámci turčeckej formácie. Maximálna hrúbka polôh diatomitu nepresahuje 1 m. Diatomity nie sú čisté – v podstatnej miere je zastúpená ílová prímes, ktorá surovinu znehodnocuje. Paralelný výskyt zuhoľňatých rastlín a vložiek lignitu je odrazom rozvoja diatomácií v sladkovodných panvičkách močiarného typu. Výskyty nie sú ekonomicky zaujímavé.

## LIMNOKVARCITY

Limnokvarcity sú bohato zastúpené. Vystupujú v súvislom pruhu medzi Starou Kremničkou a Slaskou ako rôzne hrubé šošovkovité polohy v rámci jastrabskej formácie, ale sz. od Slaskej, medzi Slaskou a Kopernicou a v. od Bartošovej Lehôtky aj vo forme reliktov na starších horninách. Problematikou limnokvarcitov sa podrobne zaoberali Beňo a Očenáš (1968) a Zuberec (1983). Limnokvarcity predstavujú chemogénne sedimenty v prostredí malých limnických panvičiek a močiarov, čoho jednoznačným dôkazom je charakter fosilnej flóry a fauny. Pôvod roztokov a vôd bohatších na SiO<sub>2</sub> sa prevažne vysvetľuje termálnymi prameňmi súvisiacimi s kremnickým hydrotermálnym systémom (Fiala, 1961; Zuberec, 1983). Bezák a Lexa (1982) uvažujú aj o alternatívnom zdroji SiO<sub>2</sub>, ktorý sa uvoľňuje pri vetraní a argilitizácii ryolitových tufov.



Limnokvarcity sa v minulosti využívali na výrobu mlynských kameňov, dnes sa využívajú ako surovina na výrobu silicových kociek a na výrobu ferosilícia. Prieskumom boli v šesťdesiatych rokoch (Gavora, 1960; Ciesarik, 1962; Ciesarik a Očenáš, 1964; Beňo a Očenáš, 1968) overené ložiská limnokvarcitov *Stará Kremnička – Jelšový potok I*, *Stará Kremnička – Jelšový potok II*, *Stará Kremnička – Na Potôčku*, *Stará Kremnička – Kotlište*, *Stará Kremnička*, *Lutila*, *Kypec*, *Pod Kypcom*, *Slaská*, *Kopernica*. Ťažia sa len ložiská Stará Kremnička – Jelšový potok a Na Potôčku. Jednotlivé ložiská majú rozsah stovky metrov pri hrúbke jednotlivých polôh 1,5–15 m. Celkové zásoby predstavujú okolo 6,5 mil. ton. Zvyčajne sú prítomné viaceré polohy oddelené preplástkami bentonitizovaných jemnozrnných tufov a tufitov. Limnokvarcit býva biely, svetlosivý, hnedastý a tmavosivý až čierny pri zvýšenom obsahu organickej hmoty. Obsah  $\text{SiO}_2$  sa pohybuje od 97,0 po 99,0 %. V desatinách percenta sú prítomné oxidy hliníka, železa a vápnika, zvyšok predstavuje voda.

Ložiská, ktoré preskúmali Beňo a Očenáš (1968), do značnej miery reprezentujú celkový potenciál oblasti – početné ďalšie výskyty prevažne nedosahujú ložiskové parametre (malá hrúbka, viacero tenších polôh, nedostatočná kvalita). Výnimkou je výskyt jz. od Kopernice, kde Lexa et al. (1989) vyčlenili prognózne zdroje.

#### SILICIFIKOVANÉ TUFY

S migráciou  $\text{SiO}_2$  v prostredí ryolitových vulkanoklastík súvisí aj vznik silicifikovaných konkrécií, horizontov a polôh, ktoré ak vznikajú na úkor jemných popolových tufov, majú vysoký obsah cristobalitu a sú vhodné na výrobu obkladačiek a ako prísada do žiaruvzdorných materiálov. Výskyty silicifikovaných tufov sa priestorovo viažu na ten istý horizont, v ktorom vystupujú aj limnokvarcity. Prieskum doteraz overil jediné ložisko *Slaská*. Silicifikované jemnozrnné tufy tu vystupujú v rozsahu 270 x 110 m pri maximálnej hrúbke až 13 m. Priemerná hrúbka skrývky je okolo 5 m. Surovina pozostáva z jemnodisperzného cristobalitu s nepatrným podielom kaolinitu. Prítomné sú aj pôvodné výrastlice živcov a biotitu. Obsah  $\text{SiO}_2$  je 88–92 %, prímes  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  nepresahuje 0,3 %.

#### KERAMICKÉ SUROVINY A BENTONITY

Variabilne premenené ryolity a ryolitové vulkanoklastiká, najmä tufy, v južnej časti Kremnických vrchov sú významným zdrojom viacerých typov keramických surovín a bentonitov. Oblasť bola predmetom intenzívneho záujmu prieskumu a výskumu, čo eventuálne viedlo k celkovému pochopeniu vzniku prítomných surovín (Beňo a Očenáš, 1968; Zuberec a Sýkora, 1980; Zuberec, 1983; Kraus et al., 1982; Kraus a Šamajová, 1984; Lexa et al., 1984; Hruškovič a Hroncová, 1987; Kraus et al., 1994). Formovanie surovín prebiehalo vo viacerých etapách:

V prvej etape vo vrchnom sarmate sa sformoval spodný horizont jastrabskej formácie majúci charakter extruzívnych dómov sprevádzaných komplexom autochtónnych a redeponovaných pyroklastík s malým obsahom ílovej zložky – teda bez väčšej účasti zvetrávacích procesov.

V druhej etape zmenou paleogeografickej situácie a snád' aj klimatických pomerov sa výrazne prejavili hypergénne procesy s uplatnením bentonitizácie a kaolinizácie v povrchových častiach spodného horizontu, často v priamom podloží močarísk a panvičiek, v ktorých sa ukladali limnokvarcity. Vrchný horizont jastrabskej formácie je charakteristický veľkým podielom ílového komponentu, vložkami ílovcov a šošovkovitými polohami limnokvarcitov. Pokračujúci ryolitový vulkanizmus sa prejavuje polohami pemzových tufov a prekrytím lávovými prúdmi.

Zhruba v tom istom čase umiestnenie intruzívnych telies mikrogranitických ryolitov do existujúceho komplexu tufov vyvolalo následné lokálne hydrotermálne procesy prejavujúce sa zeolitizáciou nadložných tufov, prípadne procesmi kaolinizácie a montmorillonitizácie. Aktivizácia hydrotermálnych procesov spojených s južným zakončením kremnických žilných štruktúr vyvolala variabilne kaolinizáciu a draselnú metasomatózu, ktorá sa prejavuje premenou vulkanického skla a montmorillonitu na rektorit (minerál so zmiešanou illitovo-montmorillonitovou štruktúrou), respektíve illit (Kraus et al., 1994).

Z uvedeného genetického modelu vyplýva aj zistené priestorové vystupovanie jednotlivých typov surovín:

**Bentonity** systematicky sledujú styk spodného a vrchného horizontu jastrabskej formácie a často vystupujú v podloží limnokvarcitov. Z vyššie položených častí územia boli zrejme erózične odstránené a ílové minerály nachádzame redeponované v polohách ílovcov vrchného horizontu. V súčasnosti sú známe ložiská *Stará Kremnička – Jelšový potok*, *Stará Kremnička – Jelšový potok II*, *Stará Kremnička – Jelšový potok-sever*, *Bartošova Lehôtka – Okolo salaša*, *Bartošova Lehôtka – Veľký Háj a Stará Kremnička – Kotlíšte* (Zuberec a Očenáš, 1971; Zuberec a Sýkora, 1980; Hroncová a Sýkora, 1985, 1986, 1987, 1989). Celkové zásoby uvedených ložísk presahujú 8 mil. ton pri hrúbke 10–40 m. Kvalita bentonitov je variabilná, od vysoko kvalitných Ca-Mg monominerálnych bentonitov s obsahom montmorillonitu až 75 % a vysokou výmennou kapacitou 0,6–0,7 mol/kg po menej kvalitné bentonity s prímiesou kaolinitu a cristobalitu a výmennou kapacitou 0,3–0,6 mol/kg. Bentonity sú využiteľné v zlievarstve, v poľnohospodárstve, pri budovaní ekologických skládok odpadu a pri výrobe sorbentov a bieliacich hliniek.

**Kaolinity** sa vyskytujú v obdobnej pozícii ako bentonity, ale s väzbou na mikrogranitické ryolity, ktoré podľahli kaolinizácii. Jediným preskúmaným ložiskom je *Žiar nad Hronom – Podháj* (Zuberec a Sýkora, 1974). Na ložisku je overených 44 kt nebilančných zásob pri priemernej hrúbke do 18 m. Z mineralo-

gického hľadiska je kaolín tvorený kaolinitom s prímiesou cristobalitu, montmorillonitu, živca a kremeňa. Surovina je po úprave (plavení) použiteľná v keramickom priemysle a papiernictve.

**Zmiešané illitovo-montmorillonitové typy ± kaolinit a kremeň** vystupujú medzi Dolnou Vsou a Kopernicou v oblasti južného zakončenia kremnických žilných štruktúr. Prieskum overil ložiská *Bartošova Lehôtka – Dolná Ves*, *Bartošova Lehôtka – Dolná Ves-sever*, *Bartošova Lehôtka – Veľký Háj a Kopernica – Čertov vrch* (Zuberec a Sýkora, 1980; Hroncová a Sýkora, 1986, 1987, 1989). Celkové zásoby suroviny predstavujú okolo 9 mil. ton pri hrúbke 5–50 m. Z kvalitatívneho a mineralogického hľadiska sú rozlíšené dva typy surovín: 1. argility tvorené zmiešanovrstvovým IM minerálom (rektorit) s prímiesou kaolinitu a kremeňa – tento typ vystupujúci len na ložisku Dolná Ves je použiteľný bez úpravy na prípravu zmesi na výrobu keramiky s bielym výpalom, 2. argilitizované ryolitové tufy, v ktorých dominuje kaolinit a zmiešanovrstvový IM minerál s prímiesou montmorillonitu, cristobalitu, kremeňa a zeolitu – tento prevládajúci typ suroviny má podobné využitie, ale po úprave.

Uvedené ložiská keramických surovín dokumentované geologickým prieskumom nereprezentujú celý potenciál územia budovaného ryolitovými tufmi. Lexa et al. (1989) vyčlenili v tomto území navyše prognózne zdroje v množstve okolo 50 % známych zásob s porovnateľnými kvalitatívnymi parametrami.

## ZEOLITY

Zeolitové ryolitové tufy s prevládajúcim mordenitom a klinoptilolitom vystupujú v ryolitových tufoch v bezprostrednom nadloží intruzívnych telies mikrografitických ryolitov s prejavmi postmagmatickej silicifikácie – zrejme ide o účinok prehriatia a mierne alkalických roztokov unikajúcich z kryštalizujúceho intruzívneho telesa. K takémuto názoru dospeli nezávisle aj Kraus a Šamajová (1984). Distribúcia zeolitových minerálov je zonálna: v blízkosti kontaktov s ryolitovým telesom vystupuje mordenit, vo väčšej vzdialenosti klinoptilolit. Prejavy zeolitizácie sa zistili na viacerých lokalitách v okolí Dolnej Vsi a Bartošovej Lehôtky (Kraus et al., 1980; Lexa et al., 1984), ale prieskum sa realizoval len na lokalite *Bartošova Lehôtka – Paseka* (Hroncová a Sýkora, 1986). Zeolitizované tufy tu vystupujú v dĺžke 600 m a šírke 400 m pri priemernej hrúbke 48 m. Podložie tvoria felzitické (mikrogranitické) ryolity s prejavmi silicifikácie a adularizácie a sietivom opálovo-chalcedónových žiliek. Mordenit prevláda nad klinoptilolitom. Mordenity sú Ca–Na–K alebo Ca–K–Na typu. Minimálny bilančný obsah zeolitu je 20 %. Ložisko je jediné na Slovensku s prevládajúcim mordenitom. Surovina je vhodná na tieto použitia: adsorpcia plynov a pár, adsorpcia organických farbív, čistenie odpadových vôd, zachytávanie rádionuklidov v odpadových vodách jadrových elektrární.



Okrem uvedeného ložiska Lexa et al. (1989) na základe pozitívneho vrtu a povrchových odkryvov jz. a sz. od Bartošovej Lehôtky vyčlenili prognózne zdroje porovnateľného rozsahu a kvality.

## ALUNITY

Alunity nevytvárajú ložiskové akumulácie. Zistil ich Polák (1957) v opustených štôľňach pri Hornom Turčeku a severne od Krahúľ. Pravdepodobne ide o okrajový prejav mineralizácie vysokosulfidačného typu vo vzťahu k intruzívnemu komplexu dioritov a dioritových porfýrov v severnej časti kremnického rudného poľa (Štohl et al., 1994).

## ENERGETICKÉ SUROVINY

Energetické suroviny sú v okrajových častiach Kremnických vrchov a v priľahlých častiach kotlín reprezentované menšími ložiskami a výskytmi hnedého uhlia a lignitu. Vystupujú v sedimentárnych a vulkanosedimentárnych horizontoch štyroch stratigrafických úrovni. Ložiská a výskyty hnedého uhlia sú viazané na vulkanosedimentárne súvrstvie spodného bádenu, ložiská a výskyty lignitu sú známe z vrstiev vrchného bádenu, stredného až vrchného sarmatu a panónu až pontu. Výskyty uhlia a lignitu vo viacerých časových intervaloch naznačujú, že klíma nebola kritickým faktorom vzniku uhoľných slojov. Základným fenoménom podmieňujúcim vznik stredoslovenských uhoľných panví a panvičiek bol vývoj hrastovo-prepadlinovej stavby koincidujúci s vulkanizmom. Subsistencia panví bola hlavnou príčinou eventuálneho vývoja močiarného prostredia vedúceho k vzniku uhlia. Praznivé podmienky boli pritom len v tých častiach subsidujúcich panví, kde subsidencia nebola vyrovnávaná prínosom vulkanického či klastického materiálu a kde subsidencia bola dostatočne pomalá, takže v dostatočne dlhom časovom intervale neboli močiare nahradené jazerom.

Vo väčšine panví a panvičiek stredného Slovenska pozorujeme štandardnú sukcesiu: 1. klastické sedimenty alebo tufy a tufity, 2. uhoľné ílovce s uhoľnými slojmi, 3. nadslojové íly. Takáto sekvencia indikuje pomerne rýchlu subsidenciu panví tak, že nebola celkom vyrovnaná akumuláciou uhoľnej hmoty a v konečnom dôsledku močiarné prostredie prechádzalo do limnického alebo morského. Obnova močiarného prostredia prínosom klastického materiálu vyvolala nepravideľné opakovanie sekvencie a vznik početnejších slojov menšej hrúbky. Subsidiujúce panvy stredného Slovenska mali výrazne intermontánny prepadlinový charakter a ich vývoj sprevádzal mohutný vulkanizmus. Preto sú panvy vyplnené prevažne vulkanosedimentárnym materiálom a močiarné, prípadne limnické panvičky v ich rámci mali len epizodický charakter. Toto sa prejavuje v malej hrúbke a laterálnej nestálosti slojov.

Najväčší rozsah má **vulkanosedimentárne súvrstvie spodného bádenu** (kordické súvrstvie). Okrem severnej časti pohoria a okolia Železnej Breznice vystupuje v hrúbke 10–600 m v celom rozsahu Kremnických vrchov v podloží vulkanitov. V priaznivej hĺbke do 100 m od povrchu je však len vo východnej a západnej časti pohoria – mimo oblasti kremnického grabenu. Výskyty hnedého uhlia sa viažu na spodnú časť súvrstvia s fluviaľno-lakustrickým charakterom sedimentácie, ktorá odráža počiatočnú etapu pomalej subsidencie, vyrovnávanej akumuláciou klastických sedimentov či rastlinného materiálu. Pomerne veľký prínos klastického materiálu riečnymi tokmi a ich sťahovanie v priestore bolo príčinou, že sa nesformoval rozsiahlejší hrubý sloj, ale skôr pozorujeme väčší počet tenších slojov bez laterálnej nadväznosti. Ložiskové akumulácie uhlia sa v tomto súvrství nachádzajú pri Badíne (Čechovič, 1944; Ťapák, 1979) a pri Janovej Lehote (Blaško et al., 1987, 1989).

Ložisko hnedého uhlia *Badín* sa ťažilo v rokoch 1890 až 1929 a za ten čas sa vyťažilo 500 000 ton uhlia. Dôvodom skončenia ťažby bolo právne nezabezpečenie územia na juh od dobývacieho priestoru, kam ťažené sloje pokračujú. Ťažený sloj mal hrúbku 2,5–4,7 m. Údaje o kvalite sú nehodnoverné. Ťapák (1979) udáva výhrevnosť 3 300–4 400 kcal.kg<sup>-1</sup>, obsah vody 15–25 %, obsah popola do 21 % a obsah síry do 3 %. Ďalšie výskyty hnedého uhlia korelovaťelné s ložiskom Badín sú známe z Vlkanovej a z viacerých vrto v priestore Badín, Sielnica, Hronsek, Vlkanová (Lexa et al., 1989). Ťapák (1979) a následne Lexa et al. (1989) sa vyjadrili aj k prognózam. Vzhľadom na výsledky novších vrto možno plochu s predpokladaným výskytom slojov v hrúbke nad 1 m obmedziť na priestor Badínska dolina, Badín, Vlkanová, Hronsek a Sielnica. Pri predpokladanej priemernej hrúbke sloja 2,65 m potenciálne zdroje predstavujú 60 mil. ton. Lexa et al. (1989) nevyčlenili toto uhlie ako prognózne zdroje, pretože situovanie uhoľného sloja v tesnom nadloží mezozoických hornín s napätou hladinou termálnych vôd v ochrannom rajóne kúpeľov Sliač a Kováčová v podstate vylučuje ich ťažbu.

Početné výskyty hnedého uhlia podobnej kvality sa v kordickom súvrství zistili vrtmi v závere Malachovskej doliny a v oblasti Suchého vrchu pri prieskumných prácach orientovaných na vyhľadávanie Hg rúd (Knésl et al., 1976, 1981; Knéslová et al., 1983). Tieto výskyty však majú hrúbku pod 1 m a nemôžu byť podkladom na vyčlenenie prognózných zdrojov. Práve naopak, svedčia o negatívite tohto územia z hľadiska potenciálnych zdrojov uhlia.

Ložisko *Handlová-východ* je situované severne od Janovej Lehoty. Objavenie ložiska, vymedzenie prognózneho plochy a výpočet prognózných zdrojov je výsledkom práce Blaška et al. (1987, 1989). Sloje hnedého uhlia vystupujú v ílovito-piesčitom súvrství spodného bádenu, 10–80 m nad jeho bázou. Ložisko je rozsegmentované okrajovými zlomami Žiarskej kotliny tak, že výškový rozdiel medzi sz. a jv. kryhami dosahuje až 1 000 m. Hrúbka slojov je značne variabilná,

miestami presahuje až 5 m. Kvalitatívne parametre uhlia sú takéto: výhrevnosť  $9,6 \text{ MJ.kg}^{-1}$ , obsah vody 11,5 %, popol v sušine 59 %, síra v sušine 2,35 % a arzén v sušine  $16 \text{ g.t}^{-1}$ . Uhlie je teda silno popolovité. Blaško et al. (1989) uvádzajú prognózne zdroje v kategórii  $P_1$  32 mil. ton, v kategórii  $P_2$  15 mil. ton. Pre veľkú hĺbku, tektonické rozčlenenie a značnú variabilitu hrúbky slojov aj kvality uhlia treba uvedené zdroje považovať nateraz za neľahostopiteľné.

**Vulkanosedimentárne súvrstvie vrchného bádenu** (časový ekvivalent handlovských a nováckych slojov) je vyvinuté len v južnej časti Zvolenskej kotliny v pomerne malej hrúbke a s prevahou fluviaálnych sedimentov. Zistené výskyty uhlia vo vrtoch nemajú praktický význam. Na tomto mieste treba zdôrazniť, že handlovské uhoľné sloje východným smerom do oblasti Kremnických vrchov nepokračujú – primárne sa vyklíňovali na svahoch bádenského stratovulkánu (Lexa, 1985) a dnes sú v tektonickom styku so spodnobádenským súvrstvom. Na mapované územie zasahujú len okrajovo pri Novej Lehote, kde na ich prítomnosť poukazujú aj staršie kutacie práce.

**Vulkanosedimentárne súvrstvie stredného až vrchného sarmatu je vyvinuté vo všetkých troch priľahlých kotlinách.** V Turčianskej kotline dosahuje hrúbka až 400 m. V litológii prevládajú fluviaálne sedimenty, prejavy uhoľnej sedimentácie sme nepozorovali.

V Žiarskej kotline hrúbka súvrstvia stredného až vrchného sarmatu dosahuje až 600 m, ale aj tu prevláda fluviaľno-limnický charakter sedimentácie. Sedimenty vychádzajú na povrch len pri Jastrabej, kde je známy aj jediný povrchový výskyt lignitu (Čechovič, 1944; Fiala, 1957). Lignitový sloj hrúbky 0,1–2 m vystupuje vo vrstvách tufitických pieskovcov, siltovcov a ílovcov s vložkami diatomitov. Vrty v širšom okolí nepotvrdili prítomnosť uhlia. Výskyt sa nepovažuje za perspektívny (Lexa et al., 1989).

V oblasti Zvolenskej kotliny a jv. časti Kremnických vrchov sedimenty stredného až vrchného sarmatu (báza sielnickej formácie) dosahujú hrúbku 50–200 m. Súvrstvie má fluviaľno-lakustrický až fluviaľno-limnický charakter s prevládajúcim zastúpením tufitických pieskovcov, siltovcov a ílovcov, v menšej miere aj redeponovaných tufov a tufitov. V širšom okolí Sielnice a Turovej sú podstatne zastúpené aj uhoľné ílovce a vložky až sloje lignitu (vrchné sloje v zmysle Čechoviča, 1944, 1950). Povrchové odkryvy lignitu pri Turovej sa overovali vrtným prieskumom (Blaško et al., 1992), sloje v okolí Sielnice sú známe z viacerých vrtoch (Ďapák, 1979; Lexa et al., 1989). Lignit vytvára viacero slojov malej hrúbky, len lokálne sme pozorovali jeden hlavný sloj hrúbky až do 5 m. Priemerná hrúbka sloja v oblasti Turovej je 2,3 m (vrty GP), v oblasti Sielnice 2,0 m (Ďapák, 1979; priemer 9 vrtoch). Hĺbka slojov pod povrchom je 50–150 m. Lignit vykazuje nasledujúce kvalitatívne parametre (Klubert a Juriš, 1981): výhrevnosť 9–12,8  $\text{MJ.kg}^{-1}$ , obsah vody 26–33 %, obsah popola 19–36 %, obsah síry 5,3 až 6,2 %, obsah As 28–88  $\text{g.t}^{-1}$ . Lexa et al. (1989) uvádzajú prognózne zdroje



v kategórii P<sub>2</sub> v množstve okolo 30 mil. ton, ale s ohľadom na vysokú variabilitu hrúbky a kvality, ako aj stret záujmov s ochranou životného prostredia a minerálnych prameňov ich nepovažujú v súčasnosti za ekonomicky zaujímavé.

**Sedimenty panónu až pontu** sú vyvinuté len v Turčianskej a Žiarskej kotline. V Turčianskej kotline podľa vrtu GHŠ-1 (Gašparik et al., 1984) ide až o 500 m hrubé súvrstvie fluvialných štrkov a pieskov s niekoľkými horizontmi flovcov, piesčitých flovcov a siltovcov indikujúcich dočasnú fluvialno-limnickú sedimentáciu. Indície uhoľnej sedimentácie sa nezistili. Rýchla subsidencia kompenzovaná prínosom klastického materiálu nevytvára vhodné podmienky na tvorbu močarísk.

Vďaka viacerým vrtom, a najmä výsledkom vyhľadávacieho prieskumu v oblasti Kosorína (Blaško et al., 1984, 1987) informácie o sedimentárnom súvrství panónu až pontu sú v Žiarskej kotline úplnejšie. Súvrstvie sa na severe vyklíňuje na starších vulkanitoch, južným smerom jeho hrúbka narastá až na 300 m (vrt Trubín). Panva mala v tom čase charakter prietochného jazera a sedimentácia mala prevažne fluvialno-limnický charakter. Len v okrajových častiach panvy bez prínosu klastického materiálu sa vytvorili podmienky na vznik dlhšie existujúcich močarísk. Ložisko *Kosorín* pri severnom okraji panvy má rozlohu okolo 1,3 km<sup>2</sup>. Vyvinuté sú 4 hlavné sloje v hĺbke od 3,5 do 80 m, čo umožňuje povrchovú ťažbu. Kvalitatívne parametre sú takéto: výhrevnosť 6,9 MJ.kg<sup>-1</sup>, obsah vody 37 %, obsah popola 47 %, obsah síry 1 %, obsah arzénu 108 g.t<sup>-1</sup>. Lignit je vhodný na spaľovanie na energetické účely. Pokryvné hliny sú využiteľné ako tehliarska surovina. Lexa et al. (1989) nepredpokladajú v Žiarskej kotline ďalšie výskyty lignitu väčšieho rozsahu.

## GEOLOGICKÉ FAKTORY ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA

V zmysle inžinierskogeologického členenia Západných Karpát (Matula, 1977) študované územie zaradujeme do regiónu neovulkanitov, oblasti vulkanických hornatín. Východná a severná časť územia zasahuje aj do regiónu jadrových pohorí, oblasti jadrových stredohorí (Starohorské vrchy, Žiar), resp. do oblasti vysokých jadrových pohorí (Veľká Fatra).

Oblasť sopečných hornatín sa vyznačuje mladým členitým reliéfom, ktorý je výsledkom rýchlo postupujúcej erózie kombinovanej so svahovými poruchami. Morfológicky aktívne sa prejavujú trosky telies andezitov a ryolitov, resp. lávových prúdov. Uvedené pozitívne formy reliéfu bývajú často ohraničené strmými skalnými stenami. Tufy, tufity a ílovito-piesčité horniny neogénu sa vyznačujú miernymi, mätko modelovanými svahmi. Reliéf územia a geologickou stavbou podmienený charakter pôdy a spôsoby jej využitia rozhodujúcou mierou určujú charakter životného prostredia. Plochý reliéf a hlinité pôdy vyvinuté na sedimentoch v priľahlých častiach kotlín, respektíve v lokálnych depresiách vytvárajú podmienky na poľnohospodárske využitie. V ostatných častiach územia je reliéf kopcovitý až horský, s hlinito-kamenitými až balvanovitými pôdami v dôsledku prítomnosti hornín odolných proti vetraniu (vápence, dolomity, kvarcity, andezity, ryolity, limnokvarcity, vulkanické brekcie). Tieto časti územia sú prevažne zalesnené, respektíve sa využívajú len ako pasienky.

Podľa inžinierskogeologickej rajonizácie sa v regióne vyskytujú nasledujúce inžinierskogeologické rajóny: 1. rajón antropogénnych sedimentov, 2. rajón proluviálnych sedimentov, 3. rajón deluviálnych (svahových) sedimentov, 4. rajón údolných náplavov, 5. rajón sedimentov riečnych terás, 6. rajón piesčitých sedimentov, 7. rajón striedajúcich sa jemnozrnných až štrkovitých sedimentov, 8. rajón jemnozrnných sedimentov, 9. rajón pyroklastických hornín, 10. rajón efuzívnych hornín, 11. rajón vápencovo-dolomitických hornín, 12. rajón dolomitických hornín, 13. rajón ílovcovo-vápencových hornín, 14. rajón zlepencových hornín, 15. rajón pieskovcových hornín, 16. rajón flyšoidných (ílovcovo-pieskovcových) hornín, 17. rajón intruzívnych granitoidných hornín, 18. rajón vysoko metamorfovaných hornín.

Závažným geologickým faktorom životného prostredia sú **surovinové zdroje** drahých kovov, ortuti, vápencov, dolomitov, stavebného kameňa, limnokvarcitu, perlitu, ílových surovín a zeolitov. Vzhľadom na hospodársky význam uvedených surovín treba rátať s ich ťažbou na existujúcich ložiskách, geologickým prieskumom a eventuálne aj s ťažbou na preskúmaných, respektíve predpokladaných ložiskách. Strety záujmov s ochranou prírody a lesným hospodárstvom treba rie-

šiť rekultiváciou poškodených porastov a vyťažených priestorov po povrchovej ťažbe vrátane starých dobývok. Vzhľadom na nízky obsah sulfidov v drahokovových a ortuťových rudách ich ťažba nepredstavuje vážnejšie nebezpečie z hľadiska potenciálneho znečistenia povrchových či podzemných vôd. Negatívnym javom je absencia tehliarskych surovín a kvalitnejších štrkopieskov, ktoré je nutné dovážať, respektíve nahrádzať drveným kamenivom.

Kremnické vrchy sú významným **zdrojom pitných, minerálnych aj termálnych vôd**. Hlavnými zdrojmi podzemných vôd sú komplexy mezozoických karbonátov, vulkanický komplex a fluviálne uloženiny údolných nív. Z hľadiska ich ochrany treba zamedziť znečisťovaniu ich infiltračných oblastí, ktoré majú štatút ochranných rajónov. V tomto smere sú najviac ohrozené podzemné vody v náplavoch Hrona, ktoré jednak infiltrujú zo znečistenej rieky, jednak sú kontaminované v dôsledku hospodárskej činnosti a postupnej chemizácie poľnohospodárstva.

**Svahové deformácie** sa v Kremnických vrchoch vyskytujú od iniciálnych hrebeňových štádií až po finálne zosuvné formy na okraji pohoria, najmä severozápadnom a východnom. Okrem tektonickej predispozície svahové poruchy podmieňuje geologická stavba pohoria, ktorá vytvára štruktúru dvoch horninových komplexov s rozdielnymi pevnostnými charakteristikami. Relatívne pevnejší vrchný komplex vulkanitov leží na plastickom, objemovo nestálom, stlačiteľnom bridličnatom paleogénom, resp. neogénom súvrství, tvorenom ílmi, siltmi, pieskami, štrkami a tufitmi. Okrem ílovcov hutianskeho súvrstvia centrálnokarpatského paleogénu rozsiahlejšiu zosuvnú činnosť podmieňujú ílovce kordického súvrstvia a ílovce bazálneho súvrstvia sielnickej formácie. V obmedzenej miere zosúvanie vyvolávajú aj ílovce košského súvrstvia, polohy ílovcov v sedimentoch panónu a pliocénu a argility v okolí Kremnice. Masívy tvorené vulkanitmi sa po obvode zabárajú do mäkkšieho podložja, gravitačne sa posúvajú po svahoch a dochádza k individualizácii jednotlivých blokov.

Pre iniciálne štádiá je charakteristický gravitačný rozpad hrebeňov na rozpadliny. Tie vytvárajú charakteristické skalné stupne, oddelené ťahovými puklinami. Takto sa deformuje hrebeň medzi Hajnálovou a Velestúrom, masív Kremnickej Skalky, Lopúchovho a Mýtneho vrchu, Suchej hory, Popáleniska, Vysokej, Zimného úbočia a Trasľavého vrchu. Na úpätiach rozpadliny prechádzajú do blokových polí. Typicky vyvinuté sú napríklad pod hrebeňom medzi Bralovou skalou a Peklom, pod Kremnickou Skalkou, Zlatou studňou, Mýtnym a Flandrovým vrchom, pri Horných Hámroch, sz. od Janovej Lehoty, v okolí Kľačian a Ladna a v okolí Železnej Breznice. Geodeticky zistené pohyby na lokalite Repište dosiahli priemernú hodnotu 9 mm za rok (Otepka et al., 1991). Na lokalite Železná Breznica vzniklo blokové pole v dôsledku priaznivej geologicko-tektonickej štruktúry lávového prúdu a hrubého komplexu vulkanoklastík ležiacich na plastickom podloží tvorenom tufitickými ílmi a siltovcami, vysokého



vzlaku podzemných vôd a hĺbkovej erózie potoka Breznica. Hĺbka šmykových plôch overená vrtnými prácami dosahuje 23 m (Demjan a Sluka, 1996).

Plošné a frontálne zosuvy a zemné prúdy vznikajú v predpolí blokových polí, resp. medzi nimi. Najznámejším príkladom zosuvu je Handlovský katastrofálny zosuv, ktorý sa rozvíjal na rozhraní rokov 1960–1961, zničil 150 obytných domov, komunikácie a linky vysokého napätia. V odľučnej časti sa vyvinul do približne 100 m širokého zemného prúdu, v akumuláčnej oblasti smerom do doliny Handlovky sa rozšíril až na 1 200 m. Celková dĺžka deformácie bola 1 630 m, kubatúra zosunutých hmôt dosahovala 20 mil. m<sup>3</sup> (Nemčok, 1982). Hlavnou bezprostrednou príčinou zosuvu boli zrážkové anomálie v druhej polovici roku 1960.

Zvýšený výskyt zosuvov a zemných prúdov je zaznamenaný na východnom okraji Kremnických vrchov v záveroch dolín Tajovského, Farebného, Kordického, Malachovského a Badínskeho potoka. Morfológicky najvýraznejšie sú aktívne zosuvy, ktoré vykazujú závislosť od zrážkových anomálií.

V oblasti Kremnických vrchov sú priamo na zosuvoch postavené obce Kordíky, časť obce Králiky, časť obce Turová, Trnie, Železná Breznica, Ladno, Kľačany a východné okraje Handlovej, ako aj množstvo rekreačných objektov. V týchto oblastiach je bezpodmienečne nutné nové stavby prispôbiť danej skutočnosti, ako aj zamedziť prípadným negatívnym zásahom, ktoré by mohli narušiť stabilitu svahov a spôsobiť aktivizáciu zosuvov v zastavaných územiach. V opodstatnených prípadoch by bolo žiaduce po podrobnejšom prieskume realizovať aj preventívne opatrenia.

**Erózna činnosť** sa vyskytuje najmä v kvartérnych sedimentoch – v kamenito-piesčitých delúviách na vulkanitoch je typická výmoľová erózia a vo fluvialných jemnozrnných náplavoch (povodňových hlinách) Hrona podmývanie brehov. Hustota erózných rýh signalizuje eróziu slabej až miernej intenzity. Najväčšia erózia sa koncentruje na telesá zosuvných delúvií, zarezávaním vodných tokov do mäkkých sedimentárnych súvrství neogénu vzrastá nestabilita zosuvných území.

**Zvetrávanie hornín** v mapovanom území sa výrazne uplatňuje najmä v mezozoických slienitých horninách, bridliciach verfenu a lunzkých vrstiev, v tufoch a tufitoch. Rozhodujúcim mechanizmom rozvoľňovania sú zmrazovacie a rozmrazovacie cykly v jesennom a jarnom období na exponovaných svahoch, ako aj procesy gravitačného a erózneho premiestňovania produktov zvetrávania. Vápence a dolomity mezozoika, nepremenené andezity, ryolity a limnokvarcity sa vyznačujú odolnosťou proti zvetrávaniu, čo prispieva k ich vystupovaniu v teréne vo forme pozitívneho reliéfu, respektíve vytvárajú kamenité sutiny a blokoviská.

**Kras** je v mapovanom území okrajovo (východná časť regiónu, resp. okolie Skleného) vyvinutý predovšetkým v stredotriasových vápencoch a dolomitoch. Uvedený kras je v zmysle Jakála (1993) hodnotený ako rozčlenený kras masívnych

a monoklinálnych chrbtov a kombinovaných vrásovo-zlomových štruktúr s úplným vývojom endokrasu, sporadicky exokrasu. Z významnejších jaskýň uvádzame Jaskyňu na Lazoch (dĺžka 40 m) a Ráztočniansku vyvierajúcu (dĺžka 40 m), ktoré geologicky patria do mezozoika Žiaru. Na kontakte s Veľkou Fatrou je to jaskyňa Peklo (dĺžka 50 m) a Ponorná jaskyňa (dĺžka 62 m). Vývoj krasu indikujú aj ponory a vyvierajúce severne od Flochovej. Najvýraznejším prejavom pseudokrasu je Priepešť v Kremnických vrchoch.

**Skládky odpadu** predstavujú významné zaťaženie životného prostredia. Ako vyplýva z registrácie skládok (archív bývalého Geofondu, dnes GS SR), v mapovanom území sa nachádza 39 skládok. Z nich na rekultiváciu boli určené 4 skládky (Králiky, Stará Kremnička), na ďalšie využitie a súčasný monitoring 4 skládky (Kremnica, Slaská) a na likvidáciu 31 skládok (stav v roku 1993).

Z hľadiska **ochrany prírody** sa na mapovanom území nachádzajú tri národné prírodné rezervácie (NPR), 2 prírodné rezervácie (PR) a 7 prírodných pamiatok (PP). V prehľade v zátvorke uvádzame (rozlohu, katastrálne územie, číslo mapového listu 1 : 50 000 a rok vyhlásenia).

**NPR Badínsky prales** (30,7 ha, Badín, 36-14, 1913)

Územie predstavuje zachovaný fragment prirodzeného lesa so zastúpením všetkých troch vývojových štádií a vývojových fáz.

**NPR Boky** (176,49 ha, Budča, 36-32, 1964)

Z geologického hľadiska poskytuje NPR možnosť štúdia typového profilu breznického komplexu s dominantným zastúpením epiklastických brekcií – uložení úlomkových a hyperkoncentrovaných prúdov. Zaujímavé sú rozličné morfológické formy zapríčinené selektívnym zvetrávaním andezitových brekcií. Príkladom je Čertova skala – skalný útvar podobný kývancu. Územie sa vyznačuje najmä teplomilnými druhmi flóry.

**NPR Mláčik** (147,2 ha, Železná Breznica, 36-14, 1982)

Predstavuje zachované spoločenstvá jedľovo-bukového vegetačného stupňa s porastmi jelše a výskytom ďalších fytoecologicky významných druhov rastlín.

**PR Kremnický Štós** (18,77 ha, Kremnica, 36-13, 1952)

Morfológicky bohato stvárnený andezitový vrchol. Andezity vytvárajú početné vežovité a bralné formy so skalnými moriami na úpätiach svahov. Známa je aj tzv. Kormendyho jaskyňa, ktorá vznikla vyťažením blokových andezitov.

**PR Bujačia lúka** (2,0145 ha, Kremnica, 36-13, 1953)

Územie reprezentuje jednu z lokalít Šafránu Heuffelovho.

**PP Horná Roveň** (1,51 ha, Radvaň, 36-14, 1991)

Územie predstavuje pestrý súbor skalných útvarov a rozsadlín, ktoré sú ukážkou geomorfologických procesov súvisiacich s iniciálnym štádiom blokových zosuvov.

**PP Ihráčske kamenné more** (2,2086 ha, Ihráč, 36-31, 1993)

Územie predstavuje periglaciálne blokovisko biotiticko-amfibolických andezitov extruzívneho telesa Horný Chom.

**PP Jastrabská skala** (8,46 ha, Bartošova Lehôtka, Jastrabá, 36-31, 1975)

Dominantný vrchol v južnej časti Kremnických vrchov – relikt hrubého lávového prúdu ryolitu v nadloží ryolitových tufov. Skalná stena umožňuje štúdium vnútornej architektúry lávového prúdu.

**PP Králická tiesňava** (20,89 ha, Králiky, Radvaň, 36-14, 1993)

Územie predstavuje tiesňavu Farebného potoka s vodopádom v skrasovatečných dolomitoch s výskytom viacerých druhov chránených rastlín a živočíchov.

**PP Kremenia** (3,78 ha, Horné Pršany, 36-14, 1997)

Predmetom ochrany je územie s pseudokrasovou jaskyňou.

**PP Malachovské skalky** (10,6093 ha, Radvaň, 36-14, 1990)

Predstavujú stredotriasové dolomity hronika s prechodom do dolomitických brekcií. Svojou pestrou geomorfologickou členitosťou vytvárajú zaujímavý a hodnotný krajinný prvok v tesnej blízkosti intravilánu Banskej Bystrice.

**PP Tajovská kopa** (0,2719 ha, Radvaň, Tajov, 36-14, 1991)

Predstavuje morfologicky ojedinelý útvar pramenných vápencov – penovcov.

Východná časť Kremnických vrchov (Flochovský chrbát, Kunešovská hornatina a Turovské predhorie) s výmerou 20 369,995 ha bola navrhnutá na zriadenie chránenej krajiny oblasti Kremnické vrchy. Vyšší stupeň ochrany sa pripravuje pre lokality Jastrabská skala, Ostrá hora, Lom pod Skalicou a Ladoomerský lom, Turovský sopúch, Keluha, Tajovský vodopád a ďalšie.



## VÝZNAMNÉ GEOLOGICKÉ LOKALITY

Ako významné geologické lokality uvádzame najmä typové lokality a profily litostratigrafických jednotiek. Okrem typových lokalít a profilov uvádzame aj výber tých lokalít, ktoré vhodným spôsobom dopĺňajú litologickú a petrografickú charakteristiku jednotiek. Lokality sú znázornené na mape s príslušným poradovým číslom. V prípade typových lokalít a profilov vulkanických formácií Kremnických vrchov upozorňujeme, že ich grafická dokumentácia je uvedená v práci Konečného et al. (1983).

### *Veporikum – krížňanský príkrov*

#### **1 Harmanec, Cenovo – perm krížňanského príkrovu**

V zárezoch lesnej cesty, opustenom malom lome a prirodzených odkryvoch vystupuje perm krížňanského príkrovu zastúpený špaňodolinským súvrstvom s kontinentálnymi sedimentmi fácie verukana hrúbky 350–400 m. Litologickú náplň tvoria prachovité bridlice s vrstvovitými sľudnatými pestrými (sivozeleňými, sivofialovými) arkózami a pieskovecami s polohami zlepcov s jednotlivými obliakmi veľkosti do 10 cm. Vrstvy hrubozrnných piesčitých a drobnozlepcových sedimentov sa mnohonásobne nad sebou striedajú s ostrými alebo erozívnymi kontaktmi.

#### **2 Podlavice – spodný trias krížňanského príkrovu**

Horniny spodného triasu krížňanského príkrovu sú odkryté v zárezoch cesty a v prirodzených odkryvoch na rázsoche západne od rázcestia Tajov/Riečka. Lúžňanské súvrstvie zastupujú kremence, pieskovce a sporadické bridlice. Nadložné verfénske vrstvy sa vyznačujú mnohonásobným striedaním arkózovitých pieskocov, pestrých pieskocov, prachocov a ilovitých bridlíc.

#### **3 Riečka – stredný trias až spodná krieda krížňanského príkrovu**

Sekvencia hornín stredného triasu až spodnej kriedy krížňanského príkrovu v jeho koreňovej časti je v relatívne kompletnej slede prístupná pozorovaniu v početných prirodzených odkryvoch na jednom z hrebeňov sz. od obce Riečka.

#### **4 Čremošné – jurské členy krížňanského príkrovu**

Jurské členy krížňanského príkrovu sú dobre odkryté v zárezoch cesty a prirodzených odkryvoch jv. o obce Čremošné.

## *Hronikum*

### **5 Horný Harmanec – báza príkrovov hronika**

V mohutnom záreze štátnej cesty nad Dolným Harmancom je obnažený tektonický styk krížňanského príkrovu a príkrovov hronika. V podloží tektonického styku vystupujú tektonicky deformované slienité bridlice a vápence mráznického súvrstvia spodnej kriedy krížňanského príkrovu. V jeho nadloží sú masívne až lavicovité ramsauské dolomity stredného triasu hronika.

### **6 Horný Harmanec – reiflinské vápence**

V bralách a odkryvoch v okolí jaskyne Izbica južne od Horného Harmanca vystupujú v hrúbke až 50 m v nadloží ramsauských dolomitov a v podloží wettersteinských dolomitov reiflinské vápence. Litologicky sú to sivé až tmavosivé, zväčša lavicovité slienité hľuznaté vápence s polohami a hľuzami čiernych rohcov.

### **7 Malý Šturec – wettersteinské dolomity štureckého príkrovu**

V mohutných, miestami až súvislých zárezoch štátnej cesty východne od sedla Malý Šturec vystupujú wettersteinské dolomity štureckého príkrovu hronika, ktoré tu tvoria až 300 m hrubé súvrstvie. Litologicky sú to svetlosivé, prevažne masívne a hrubolavicovité dolomity.

## *Centrálnokarpatský paleogén*

### **8 Remeta, Úboč – konglomeráty borovského súvrstvia**

V hľbokej strži je viacero odkryvov v konglomerátoch borovského súvrstvia. Konglomeráty sú prevažne stredno- až hrubozrnné, dobre triedené, s obliakmi veľkosti až 40 cm. Prítomné sú obliaky dolomitov a vápencov stredného triasu hronika, ktoré vystupujú v podloží borovského súvrstvia, ale podstatne sú zastúpené aj obliaky kremencov, pieskocov a piesčitých bridlíc permu, pôvodom zrejme z malužinského súvrstvia hronika, ktorého výskyty poznáme z vrtoch v okolí Janovej Lehoty.

### **9 Králiky – borovské súvrstvie vo vývoji foraminiferových pieskocov**

V zárezoch cesty a prirodzených odkryvoch pod Králikmi vystupujú foraminiferové (numulitové) pieskovce borovského súvrstvia, ktoré v tejto oblasti laterálne zastupujú typickejšie brekie či konglomeráty. Pieskovce sú jemno- až strednozrnné, polymiktné, s prechodmi do foraminiferových vápencov. V okolí

Rudlovej v nich Váňová (1962, in Pulec, 1965) určila spoločenstvo numulítov, diskocyklín a iných organických zvyškov vo vekovom rozsahu vrchný lutét–priabón. V malom kameňolome pod Králikmi sa pieskovce ťažia ako dekoračný kameň.

### *Kordické súvrstvie*

#### **10 Kordíky – typová lokalita kordického súvrstvia**

V záreze poľnej cesty 1 km južne od kostola v Kordíkoch je odkryté kordické súvrstvie vo vývoji vytriedených epiklastických vulkanických konglomerátov a pieskovcov s variabilným zastúpením nevulkanického materiálu. V celkovej hrúbke okolo 5 m tu vystupujú šošovkovito zvrstvené hrubé pieskovce a jemné štrky, jemnozrnný konglomerát s obliakmi veľkosti 0,5–5 cm, jemnozrnný pieskovec a vo vrchnej časti odkryvu hrubá poloha hrubozrnného konglomerátu s oválnymi až dokonale oválnymi obliakmi veľkosti 5–30 cm.

#### **11 Suchý vrch – typová lokalita kordického súvrstvia**

V odtrhovej stene zosuvu na hrebene 500 m sz. od Suchého vrchu je odkryté kordické súvrstvie vo vývoji vytriedených epiklastických vulkanických konglomerátov a pieskovcov s variabilným zastúpením nevulkanického materiálu. V celkovej hrúbke okolo 5 m tu vystupujú šošovkovito, šikmo a gradačne zvrstvené, jemné až hrubé pieskovce s niekoľkými vložkami jemnozrnných konglomerátov a v hornej časti odkryvu hrubá poloha veľmi hrubozrnného konglomerátu s oválnymi až dokonale oválnymi obliakmi veľkosti 5–60 cm.

#### **12 Handlová, Zimné úbočie – tufitické pieskovce a ílovcy s vložkou uhlia**

V záreze lesnej cesty vystupujú lavicovito zvrstvené, jemno- až hrubozrnné pieskovce s prevládajúcim materiálom amfibolicko-hyperstenických andezitov vrátane drobnej pemzy a tufovej substancie. V hornej časti odkryvu pozorujeme prechod do siltovcov až tmavých ílovcov s ojedinelými vložkami pieskovcov, v strede s polohou lignitického uhlia a uhľových ílovcov hrúbky okolo 30 cm.

### *Komplex andezitov s granátom*

#### **13 Nová Lehota, Trasl'avý vrch – extruzívne teleso amfibolicko-hyperstenického andezitu s granátom**

Morfologicky výrazná kóta Trasl'avý vrch východne od Novej Lehoty predstavuje extruzívne teleso amfibolicko-hyperstenického andezitu s akcesorickým granátom. Zosuvná činnosť obnažila teleso v rade brál pri z. a sz. úpätí vrchu.



Vnútornejšie časti telesa tvorí masívny, mierne autometamorfovaný sivozelený andezit blokovej odlučnosti. V okrajových častiach telesa odkrytých na sz. svahu vrchu pozorujeme prechod do svetlejších červenkastých extruzívnych brekcií, ktoré sú tvorené angulárnymi blokmi celistvého až mierne pórovitého andezitu v drvenom a mierne spekanom matrice.

### **Zlatostudnianska formácia**

#### **14 Kremnica – propylitizované andezity centrálnej zóny zlatostudnianskej formácie**

V opustenom lome pri južnom okraji Kremnice je odkryté jedno z ložných intruzívnych telies (silov či lakolitov) pyroxenického andezitového porfýru, ktoré predstavujú základný stavebný prvok komplexu propylitizovaných hornín v centrálnej zóne vulkánu zlatostudnianskej formácie. Charakteristická je masívna povaha andezitu s blokovou odlučnosťou a absencia pórovitých variet alebo brekcií. Horninu vzhľadom na jej intruzívnu povahu a holokryštalický vývoj základnej hmoty označujeme ako andezitový porfýr. Intenzívnu propylitizáciu v blízkosti povrchu a pozdĺž poruchových zón sprevádza argilitizácia a vybielenie v dôsledku hypergénnych procesov.

#### **15 Kremnica, Skalka, zárez cesty – pyroklastický prúd zlatostudnianskej formácie**

V niekoľkých zárezoch cesty na Skalku sú odkryté uloženiny pomerne mohutného pyroklastického prúdu pyroxenického andezitu s celkovou hrúbkou až 100 m. Chaotické brekcie pyroklastického prúdu sú tvorené subangulárnymi fragmentmi silno pórovitého až pemzovitého andezitu veľkosti do 40 cm v kompaktnom svetlom matrice tvorenom netriedeným andezitovým detritom so známami slabého spekania. Menej zastúpené sú angulárne fragmenty tmavého andezitu. Blokovo-popolové typy pyroklastických prúdov zvyčajne sprevádzajú vývoj extruzívnych dómov v kráterovej oblasti stratovulkánu.

#### **16 Zlatá studňa – typový profil proximálnej zóny zlatostudnianskej formácie**

Typový profil proximálnej zóny zlatostudnianskej formácie predstavuje celý rad brál a odkryvov vo východnom svahu kóty Zlatá studňa. V spodnej časti profilu vystupujú v hrúbke až 150 m intenzívne zbrekciovatené andezity a hyaloklastitové brekcie komplexu Suchého vrchu. Vyššie v hrúbke až 250 m vystupuje komplex epiklastických vulkanických brekcií s niekoľkými lávovými prúdmi pyroxenických andezitov. Epiklastické vulkanické brekcie sú drobnoulomkovité

až hruboblokové, s ojedinelými vložkami hrubých pieskovcov. Ide najmä o uloženy úlomkových a bahenných prúdov (laharov).

### **17 Vápenný potok, Žiar – profil proximálnej zóny zlatostudnianskej formácie**

Profil predstavuje celý rad brál a prirodzených odkryvov na bočnom hrebienku v severnom svahu kóty Žiar medzi Vápennou dolinou a Čiernou vodou. V spodnej časti profilu vystupujú v hrúbke 100 m intenzívne zbrekciované andezity a hyaloklastitové brekcie komplexu Suchého vrchu. Vyššie vystupujú v celkovej hrúbke 150 m lávový prúd pyroxenického andezitu, komplex epiklastických vulkanických brekcií, uloženiny blokovo-popolového pyroklastického prúdu a v najvrchnejšej časti profilu hrubé až blokové epiklastické vulkanické brekcie laharov.

### **18 Badín, Vandekovec – typový profil vonkajšej proximálnej zóny zlatostudnianskej formácie**

Typový profil vonkajšej proximálnej zóny zlatostudnianskej formácie predstavuje celý rad brál a odkryvov v južnom svahu kóty Vandekovec 4 km sz. od obce Badín. V profile sa nepravidelne striedajú polohy hrubých epiklastických vulkanických brekcií, hrubých až drobných epiklastických vulkanických brekcií až konglomerátov, drobnouúlomkovitých brekcií – často s malým zastúpením fragmentov – a hrubých epiklastických vulkanických pieskovcov. Netriedené lavicovité polohy brekcií striedajúce sa s mierne až dobre triedenými polohami drobných brekcií, konglomerátov a pieskovcov indikujú uloženie materiálu bahennými, úlomkovými a hyperkoncentrovanými prúdmi na výplavovom kuželi pod úpäťm stratovulkánu.

### **19 Suchý vrch – typová lokalita komplexu Suchého vrchu**

Typovú lokalitu predstavujú prirodzené odkryvy v severovýchodnom svahu Suchého vrchu 4 km západne od Banskej Bystrice. Vystupujú tu intenzívne zbrekciované lávové prúdy pyroxenických andezitov s prechodmi do hyaloklastitových brekcií. Charakteristický je vyšší stupeň vezikulácie, sklovitý charakter fragmentov a blokov a prejavy palagonitizácie a nontronitizácie.

### ***Turčecká formácia***

### **20 Horná Štubňa, zárez železnice – typový profil turčeckej formácie**

V záreze železnice 1 km severne od stanice Horná Štubňa vystupujú lávové prúdy pyroxenického andezitu, autochtónne pyroklastické brekcie a aglomeráty

freatomagmatického typu, dobre triedené a plášťovo zvrstvené autochtónne lapilové tufy, pemzové tufy a tufy, ako aj polohy epiklastických vulkanických brekcií. Stredná časť defilé predstavuje výplň paleoúdolia.

## **21 Horná Štubňa, zárez železnice – typový profil turčeckej formácie**

V záreze železnice 1,5 km južne od stanice Horná Štubňa vystupuje sekvencia lávových prúdov pyroxenických andezitov s úklonom okolo 30° na SZ. Jednotlivé lávové prúdy hrúbky 10–25 m v bazálnej aj vrchnej časti tvorí pórovitá troskovitá lávová brekcia typu aa-láv, v strednej časti masívny laminovaný andezit doskovitej odlučnosti. V dvoch prípadoch vystupujú na styku lávových prúdov svetlé, respektíve druhotne sčervenené autochtónne pemzové a popolové tufy dacitového zloženia.

## **22 Horný Harmanec, Dolná Prašnica – typový profil turčeckej formácie**

V strži nad opusteným kameňolomom je takmer súvisle odkrytý profil turčeckej formácie v celkovej hrúbke takmer 100 m. V spodnej časti profilu vystupuje v hrúbke okolo 35 m lávový prúd sklovitého andezitu, ktorý má v hornej časti vyvinuté bublinovité hyaloklastitové brekcie. V jeho nadloží v hrúbke 16 m vystupujú redeponované tufy a pemzové tufy a epiklastické vulkanické pieskovce s hojnými angulárnymi úlomkami vápencov a dolomitov, v hornej časti aj s vložkami siltovcov a drobných konglomerátov s materiálom podložia. Nasledujúcich 20 m profilu predstavuje lávový prúd sklovitého andezitu s podstatným zastúpením bublinovitej hyaloklastitovej brekcie v spodnej aj vrchnej časti prúdu. Vyššie vystupujú v celkovej hrúbke až 26 m tenkovrstvovité až laminované epiklastické vulkanické pieskovce, siltovce a ílovce, v strede s hrubou polohou redeponovaného freatomagmatického pyroklastika. Sú prekryté hrubou epiklastickou vulkanickou brekciou flochovskej formácie.

## **23 Slaská dolina – typový profil turčeckej formácie**

Profil predstavuje celý rad brál a odkryvov na skalnatom hrebeni vo východnom svahu Slaskej doliny 4 km severne od Slaskej. Profil odspodu hore v celkovej hrúbke vyše 200 m predstavujú: sklovitý pyroxenický andezit v hornej časti s bublinovitou hyaloklastitovou brekciou, zvrstvené tufy a aglomeráty freatomagmatického typu, sklovitý pyroxenický andezit v hornej časti s bublinovitou hyaloklastitovou brekciou, aglomerát s podstatným zastúpením pemzy, mohutný prúd zbrekčovateného leukokratného andezitu s hyaloklastitovými brekciami, pemzové a lapilové tufy, uloženiny pyroklastického prúdu a lávový prúd pyroxenického andezitu.



## 24 Kuricovci – hyaloklastitové brekcie turčeckej formácie

V hlbokej strži severne od samoty Kuricovci 2 km jv. od obce Jastrabá je v hrúbke okolo 200 m odkrytý komplex prevažne hrubých redeponovaných hyaloklastitových brekcií leukokratného andezitu strmo uklonený na západ. V profile dominujú chaotické polohy hrubých brekcií, len v menšej miere sú prítomné polohy a vložky drobných brekcií, pieskopcov a redeponovaných tufov freatomagmatického typu.

## 25 Kordíky, Štefanka – báza turčeckej formácie a prašnické štrky

V záreze lesnej cesty severne od Hajnálovej, 3 km severne od obce Kordíky, vystupujú v spodnej časti hrubé štrky s nevulkanickým materiálom (kremene, kremence, vápence a dolomity) s piesčito-karbonatickým tmelom. Vyššie sú v hrúbke 5–10 m redeponované tufy, pemzové tufy a epiklastické vulkanické pieskovce turčeckej formácie. Vo vrchnej časti sú výrazne prepálené nadložným lávovým prúdom leukokratného andezitu. Lávový prúd je v spodnej časti tvorený masívnym laminovaným andezitom doskovitej odlučnosti, vyššie nadobúda blokovú odlučnosť a prechádza do bublinovitých sklovitých brekcií hyaloklastitového typu. V blízkosti zlomu oddeľujúceho uvedené horniny od dolomitov hronika pozorujeme výrazné tektonické deformácie.

### *Formácia Kľakovskej doliny*

## 26 Nová Lehota – typový profil formácie Kľakovskej doliny

Profil je reprezentovaný odkryvom v záreze cesty, opusteným kameňolomom a celým radom brál a prirodzených odkryvov na hrebeni jv. od Novej Lehoty v západnom svahu Janovho vrchu. V profile s celkovou hrúbkou 300 m vystupujú odspodu hore: drobnoulomkovité pyroklastiká a freatomagmatické tufy – v hornej časti prepálené nadložným lávovým prúdom pyroxenického andezitu odkrytého v opustenom kameňolome, vyššie v hrúbke okolo 30 m opäť nasledujú pyroklastiká – prevažne aglomeráty s podstatným zastúpením pemzy, a to vrátane uložení pyroklastických prúdov, nasleduje lávový prúd sklovitého pyroxenického andezitu hrúbky okolo 20 m. V jeho nadloží v hrúbke asi 10 m ešte pokračujú pyroklastiká a nasleduje 50 m hrubý horizont epiklastických vulkanických brekcií a konglomerátov. V ich nadloží v hrúbke okolo 50 m vystupujú redeponované pyroklastiká vo forme drobných až hrubých brekcií s polohami hrubých pieskopcov a redeponovaných tufov a v hrúbke okolo 40 m epiklastické vulkanické brekcie až konglomeráty. Profil zakončuje mohutný lávový prúd pyroxenického andezitu.

## **27 Janova Lehota – bazálna sekvencia formácie Kľakovskej doliny**

V sérii skalných stien a odkryvov vystupujú bazálne členy formácie Kľakovskej doliny s celkovým úklonom okolo 30° na JZ. Najspodnejším odkrytým členom je lávový prúd sklovitého pyroxenického andezitu s výrazným zastúpením hyaloklastitových brekcií. Nad ním nasleduje poloha redeponovaných hyaloklastitov vo forme drobnoulomkovitých brekcií a hrubých pieskocvov. Nasleduje asi 15 m hrubý horizont epiklastických vulkanických brekcií a rovnako hrubý horizont redeponovaných pemzových tufov a tufov. Vyššie v hrúbke až 50 m sa nachádzajú autochtónne a redeponované pyroklastiká najmä vo forme drobnoulokovitých brekcií s podstatným zastúpením pemzy.

### ***Formácia Kremnického štítu***

## **28 Nevoľné – typový profil formácie Kremnického štítu**

V rozsiahlych zárezoch štátnej cesty medzi Nevoľným a Kremnicou sú odkryté lávové prúdy amfibolicko-pyroxenických andezitov formácie Kremnického štítu. Lávové prúdy hrúbky 25–50 m v spodnej časti reprezentuje masívny sivý andezit s výraznou lamináciou a doskovitou odlučnosťou, v strede masívny, mierne pórovitý andezit blokovej odlučnosti a vo vrchnej časti sú svetlé až červenkasté blokové lávové brekcie. Kontakty jednotlivých prúdov sú nerovné, v jednom mieste zvýraznené polohou pemzových tufov, ktorá predstavuje uloženie pemzového prúdu.

### ***Krahuľská formácia***

## **29 Krahuľe – extruzívne teleso biotiticko-amfibolického andezitu**

V skalnom brale sv. od Krahuľ je odkrytý okraj extruzívneho telesa biotiticko-amfibolického andezitu v miestach, kde extruzívne teleso prechádza do hrubého lávového prúdu. Sivohnedý masívny andezit má v týchto miestach doskovito-blokovú odlučnosť. Charakteristická je prítomnosť ojedinelých mikrodioritových uzavrenín.

## **30 Ihráč, Horný Chom – okraj extruzívneho telesa krahuľskej formácie**

V sérii malých brál východne od kóty Horný Chom sv. od obce Ihráč je odkrytý okraj extruzívneho telesa situovaného na s.-j. zlome ihráčskeho zlomového pásma. Tmavý hrubozrnný biotiticko-amfibolický andezit je pri okraji telesa sklovitý, s nevýraznou vertikálne orientovanou fluidálnou textúrou a blokovou odlučnosťou, s hlavnými plochami orientovanými kolmo na okraj telesa. Charakteristická je prítomnosť ojedinelých mikrodioritových uzavrenín. Hrúbka

sklovitého okraja telesa je len 5–10 m, vnútornejšie časti telesa tvorí masívny hnedý andezit s felzitickým vývojom základnej hmoty.

### **31 Ihráč – profil lávového prúdu krahul'skej formácie**

V skalnej stene nad futbalovým ihriskom pri kostole v Ihráči je dobre odkrytý profil vrchnej časti hrubého lávového prúdu biotiticko-amfibolického andezitu krahul'skej formácie. Masívny sivohnedý andezit v spodnej časti steny nahor postupne nadobúda hnedú farbu a miernu pórovitosť, dezintegruje sa po sieti nepravidelných trhlín a postupne prechádza do blokovej lávovej brekcie s podstatnejším zastúpením drveného matrixu. Na nerovný povrch lávovej brekcie nasadá horizont nevýrazne zvrstvených a triedených epiklastických vulkanických brekcií s materiálom podložného lávového prúdu. Tieto brekcie vznikli redepozíciou materiálu lávových brekcií tým tokom, ktorého dolinu lávový prúd vyplnil.

Plošina futbalového ihriska a silno rozčlenený terén pod kostolom sú výsledkom zosúvania podmieneného výskytom sedimentov v podloží lávového prúdu (lokalita 32). Prehradenie doliny Ihráčskeho potoka týmto zosuvom vyvolalo nahromadenie fluvialných uloženín potoka vo forme širokej plošiny, na ktorej stojí podstatná časť obce Ihráč.

### **32 Ihráč – báza lávového prúdu krahul'skej formácie s hyaloklastitovou brekciou a podložnými sedimentmi**

V hlbkej strži pod Ihráčom je odkrytá spodná časť lávového prúdu biotiticko-amfibolického andezitu a podložné vulkanomiktné sedimenty. Hrúbka sedimentov dosahuje približne 10 m. Reprezentujú ich lavicovite zvrstvené epiklastické vulkanické pieskovce, tufitické pieskovce a redeponované tufy s polohami siltovcov a ílovcov, ojedinele s úlomkami zuhoľnateného dreva a odtláčkami flóry. Palynologické spracovanie lokality (Planderová in Lexa et al., 1984) indikuje vrchnobádenský vek.

Nad sedimentmi v hrúbke až 20 m vystupujú hruboblokové hyaloklastitové brekcie, ktoré na báze uzatvárajú aj útržky podložných sedimentov a nadobúdajú charakter peperitových brekcií. V hornej časti hyaloklastitové brekcie prechádzajú najprv do sklovitého tmavého andezitu brekciovitej odlučnosti, vyššie potom do masívneho sivohnedého andezitu vnútornej časti prúdu.

### ***Flochovská formácia***

### **33 Horná Štubňa, Medvedia dolina – typový profil centrálnej zóny flochovskej formácie**

Profil predstavuje celý rad skalných brál po oboch stranách Medvedej doliny 3 km jv. od Hornej Štubne. V skalných bralách vystupujú nepravidelne sa strie-



dajúce intenzívne zbrekčovatené tenké lávové prúdy pyroxenických andezitov uklonené na SZ a nevýrazne triedené polohy aglomerátov, lapilových tufov a pemzových tufov, ktoré predstavujú časť vulkanického kužeľa.

#### **34 Flochová – typový profil proximálnej zóny flochovskej formácie**

Typový profil proximálnej zóny flochovskej formácie predstavujú odkryvy a skalné bralá v severnom svahu masívu Flochovej. V spodnej časti profilu v hrúbke až 100 m vystupujú hrubé až veľmi hrubé epiklastické vulkanické brekcie hyperstenických andezitov, len ojedinele s polohami a vložkami drobnoulomkovitých brekcií a hrubých pieskovcov. Tieto brekcie predstavujú uloženiny laharov a úlomkových prúdov na výplavových kuželoch pri úpätí vulkánu. Vyššie nasledujú hrubé až drobné epiklastické vulkanické brekcie s niekoľkými lávovými prúdmi pyroxenických andezitov indikujúcich postupné rozšírenie vulkánu. Hrubé brekcie vytvárajú výrazné chaotické polohy, ktoré sú oddelené tenšími polohami drobných brekcií a ojedinele aj hrubých pieskovcov. Lávové prúdy sú relatívne hrubšie, tvorené najmä doskovitým andezitom, len v menšej miere sú prítomné aj troskovito-blokové lávové brekcie.

#### **35 Svrčník – profil proximálnej zóny flochovskej formácie**

V mohutných bralách vo východnom svahu masívu Flochovej pod kótou Svrčník je v nadloží hornín turčeckej formácie odkrytá podobná sekvencia hornín ako na lokalite 34, ale bez zastúpenia lávových prúdov, s výnimkou lávového prúdu vrcholovej plošiny Svrčníka.

#### **36 Hriadky – typový profil vonkajšej proximálnej zóny flochovskej formácie**

V skalných bralách, odkryvoch a záreze štátnej cesty v južnom svahu kóty Hriadky 1,5 km sv. od Hornej Štubne vystupujú v celkovej hrúbke 200 m odspodu nahor: hrubá epiklastická vulkanická brekcia – uloženiny lahara, prevažne drobné epiklastické vulkanické brekcie s polohami konglomerátov, pieskovcov a redeponovaných tufov, lávový prúd pyroxenického andezitu hrúbky 35 m – v hornej časti s troskovito-blokovou červenkastou lávovou brekciou, prevažne drobnoulomkovité epiklastické vulkanické brekcie až konglomeráty s polohami hrubých pieskovcov a redeponovaných tufov a prevažne drobnoulomkovité epiklastické vulkanické brekcie až konglomeráty s niekoľkými polohami hrubých brekcií, respektíve konglomerátov v hornej časti profilu.

#### **37 Dolná Štubňa – epiklastické vulkanické konglomeráty a pieskovce distálnej zóny flochovskej formácie**

V opustených dobývkach a prirodzených odkryvoch 1km východne od Dolnej Štubne vystupujú polohy epiklastických vulkanických konglomerátov variabilnej

zrnitosti neprevidelne sa striedajúce s polohami lepšie triedených hrubých epiklastických vulkanických pieskovcov a ojedinele aj redeponovaných tufov. Lavicovité aj šošovkovité zvrstvenie, nižší stupeň opracovania obliakov a triedenia, imbrikácie obliakov, výplne korýt a šikmé zvrstvenia indikujú transport a depozíciu materiálu občasnými tokmi na plochých výplavových kuželoch.

### ***Rematská formácia***

#### **38 Remata, Kozie chrbty – kráterové brekcie centrálnej zóny rematskej formácie**

V skalných bralách na kóte Kozie chrbty jz. od osady Remata vystupujú veľmi hrubé až blokové chaotické pyroklastické brekcie, miestami s náznakmi mierneho spekania matrixu prejavujúceho sa ružovou farbou. Nevýrazné zvrstvenie naznačuje sklon 30° k centru vulkánu, teda protiklonné uloženie v porovnaní so zvyškami vulkanického kužľa v okolí (lokalty 39 a 40).

#### **39 Remata, Vysoká – pyroklastiká vulkanického kužľa**

Pyroklastiká vulkanického kužľa rematskej formácie sú dobre odkryté v skalných bralách na západnej strane hrebeňa medzi kótami Vysoká a Gulatý vrch 3 km jz. od Rematy. S periklinálnym úklonom okolo 20° sú tu uložené nepravidelne sa striedajúce polohy pyroklastických brekcií, prevládajúcich aglomerátov a lapilových tufov, variabilne so zastúpením pemzy. Charakter zvrstvenia a triedenia indikuje, že ide o autochtónne pyroklastiká uložené na svahu vulkanického kužľa ovplyvnené druhotným gravitačným pohybom na jeho svahu.

#### **40 Remata, Bralová skala – typový profil vnútornej proximálnej zóny rematskej formácie**

V mohutných odkryvoch Bralovej skaly sv. od Rematy odspodu hore vystupujú: v hrúbke okolo 60 m dva lávové prúdy pyroxenického andezitu s pomerne intenzívnou brekciáciou, nasledujú asi 40 m hrubé chaotické brekcie blokovo-popolového pyroklastického prúdu, v hrúbke okolo 6 m aglomeráty, tufy a hrubé epiklastické vulkanické pieskovce, ďalší pyroklastický prúd hrúbky okolo 7 m, netriedené hrubé až drobné epiklastické vulkanické brekcie a redeponované pyroklastiká v hrúbke okolo 16 m a profil sa končí 50 m hrubou polohou chaotických brekcií pyroklastických prúdov. Litológia a periklinálny úklon okolo 10–15° indikuje pozíciu profilu pri úpätí vulkanického kužľa.

#### **41 Handlová, Vysoká hora – typový profil vonkajšej proximálnej zóny rematskej formácie**

Skalné bralá a odkryvy v oblasti Vysokej hory 4 km jv. od Handlovej poskytujú obraz o stavbe a litológii vonkajšej prechodnej zóny rematskej formácie. Ide o subhorizontálne uložený komplex epiklastík a dvoch lávových prúdov v nadloží extruzívneho telesa amfibolicko-hyperstenického andezitu (komplex andezitov s granátom). Zvrstvené a mierne triedené hrubé až drobné epiklastické vulkanické brekcie s ojedinelými vložkami hrubých pieskovcov predstavujú uloženiny laharov, úlomkových porúdov a hyperkoncentrovaných prúdov na plochom výplavovom kuželi pod úpäťm stratovulkánu. Lávové prúdy sú široko rozliate – tabuľovité, s relatívne malou porporciou troskovito-blokových lávových brekcií.

#### ***Breznický komplex***

#### **42 Čertova skala – typový profil breznického komplexu**

Typový profil predstavuje celý rad skalných brál a odkryvov v strmom južnom svahu Čertovej skaly sv. od Hronskej Breznice. Tento svah predstavuje priechny rez mohutným výplavovým kuželom pri severnom úpäť štíavnického stratovulkánu v celkovej hrúbke až 250 m. Profil je sčasti prístupný náučným chodníkom. Breznický komplex tu vystupuje v nadloží hornín 1. etapy a studenskej formácie štíavnického stratovulkánu.

V spodnej časti profilu v hrúbke až 70 m vystupujú chaotické brekcie blokovo-popolového pyroklastického prúdu amfibolicko-pyroxenického andezitu odkryté v mohutných bralách nad diaľničným mostom. Vyššie nasledujú v hrúbke okolo 50 m hrubé až drobné epiklastické vulkanické brekcie s materiálom biotiticko-amfibolických andezitov studenskej formácie – rýchle striedanie facií, korytovité a šikmé zvrstvenia a mierne až dobré triedenie indikujú uloženie najmä úlomkovými a hyperkoncentrovanými prúdmi. V nadloží uvedených brekcií v hrúbke 25–40 m vystupuje lávový prúd amfibolicko-pyroxenického andezitu, v hornej časti s lávovou brekciou blokového typu. V nadloží lávového prúdu v niektorých častiach profilu pokračujú ešte epiklastiká s materiálom biotiticko-amfibolických andezitov, objavujú sa však vložky hrubých pieskovcov, ako aj polohy netriedených hrubých brekcií uložené laharmi. Nad nimi v hrúbke až 100 m vystupujú epiklastiká s materiálom biotiticko-amfibolicko-pyroxenických andezitov sitnianskeho typu odkryté v početných bralách vrátane čertovej skaly – nepravidelne sa striedajú polohy blokových, hrubých a drobnoulomkovitých brekcií, ojedinele aj s vložkami hrubých pieskovcov. Hrúbka polôh je úmerná zrnitosti a pri blokových brekciách dosahuje až 10 m. K takýmto brekciám patrí aj skalná pyramída Čertovej skaly, krytá na vrchole mohutným blokom veľkosti 3 m. Ide najmä o uloženiny úlomkových prúdov, v menšej miere laharov a hyper-



koncentrovaných prúdov. Vyššie vystupujú v hrúbke až 50 m epiklastiká tmavých pyroxenických andezitov a profil je zakončený tabuľovitým lávovým prúdom pyroxenického andezitu.

#### **43 Trnavá Hora, strž – pyroklastiká a epiklastiká breznického komplexu**

V hlbkej strži východne od obce Trnavá Hora a v odkryvoch okolo cesty na Kľačany vystupujú v celkovej hrúbke okolo 130 m odspodu nahor: redeponované pemzové tufy pyroxenického andezitu s akcesorickým biotitom, v hrúbke okolo 20 m brekcie blokovo-popolového pyroklastického prúdu amfibolicko-pyroxenického andezitu, redeponované pemzové tufy s polohami epiklastických vulkanických pieskocov, hrubé až drobné epiklastické vulkanické brekcie, redeponované pemzové tufy a v najvyššej časti profilu prevažne drobné epiklastické vulkanické brekcie a pieskovce.

#### **44 Hronská Dúbrava, zárez cesty – profil vrchnej časti breznického komplexu**

Vrchná časť breznického komplexu s materiálom tmavých pyroxenických andezitov je odkrytá v početných zárezoch štátnej cesty z Hronskej Dúbravy do osady Kopanička. Počínajúc odkryvmi nad cintorínom v Hronskej Dúbrave hore svahom sa striedajú hrubé až drobné epiklastické vulkanické brekcie s lávovými prúdmi. Lávový prúd väčšej hrúbky vytvára aj vrcholovú plošinu.

#### *Sitniansky komplex*

#### **45 Hronská Dúbrava, zárez cesty – báza lávového prúdu sitnianskeho komplexu**

V záreze štátnej cesty 1,5 km sz. od Hronskej Dúbravy je odkrytá báza lávového prúdu biotiticko-amfibolicko-pyroxenického andezitu sitnianskeho komplexu. V spodnej časti odkryvu vystupujú červenkasté blokové lávové brekcie, ktoré vyššie prechádzajú do typického sivého laminovaného andezitu s doskovitou, vyššie doskovito-blokovou odlučnosťou. Hrúbka prúdu, ktorý zjavne vyplnil paleoúdolie, je až 120 m. V strednej časti odkryvu lávové brekcie a andezit lávového prúdu sú preťaté dajkou amfibolicko-pyroxenického andezitu hrúbky 2–3 m, ktorá má dobre definovateľný ochladený okraj a priečnu odlučnosť.

#### *Sielnická formácia*

#### **46 Železná Breznica – typový profil sielnickej formácie**

V skalných bralách a odkryvoch vo svahu 800 m sz. od Železnej Breznice je prístupná pozorovaniu stredná a vrchná časť sielnickej formácie. Odspodu nahor

tu v hrúbke okolo 30 m vystupuje svetlá brekcia blokovo-popolového pyroklastického prúdu, v hrúbke okolo 25 m hrubé až drobné epiklastické vulkanické brekcie – prevažne uloženiny úlomkových prúdov, nasledujú epiklastické vulkanické pieskovce s polohami drobných brekcií v hrúbke okolo 10 m, v hrúbke 15 m hrubé epiklastické vulkanické brekcie, v hrúbke 10 m epiklastické vulkanické pieskovce a profil zakončuje až 30 m hrubý horizont veľmi hrubých epiklastických vulkanických brekcií.

#### **47 Železná Breznica – typový profil sielnickej formácie**

V skalných bralách a odkryvoch vo svahu 600 m severne od Železnej Breznice je prístupná pozorovaniu spodná časť sielnickej formácie. Odspodu nahor tu v hrúbke okolo 20 m vystupuje bazálne súvrstvie tufitických ílovcov, siltovcov a jemných pieskovcov, vyššie v hrúbke okolo 8 m nasledujú epiklastické vulkanické pieskovce s tufovou prímiesou, v hrúbke okolo 15 m zvrstvené a triedené hrubé až drobné epiklastické vulkanické brekcie, hrubé pieskovce a redeponované pemzové tufy a vrchnú časť profilu predstavujú svetlé brekcie blokovo-popolového pyroklastického prúdu (spodná poloha na lokalite 46).

#### **48 Sielnická dolina, Žiar – typový profil sielnickej formácie**

V bralách a odkryvoch hrebeňa kóty Žiar (Pálenica) v závere Sielnickej doliny je odkrytá stredná časť sielnickej formácie. V spodnej časti prevládajú jemné až hrubé epiklastické vulkanické pieskovce s polohami redeponovaných tufov a drobných až hrubých brekcií. V strednej časti profilu je výrazná poloha hrubej netriedenej brekcie hrúbky okolo 7 m, ktorá predstavuje uloženiny lahara. Vyššie nasleduje niekoľko horizontov hrubých až drobných epiklastických vulkanických brekcií, oddelených polohami hrubých pieskovcov. Profil je zakončený 15 m hrubou polohou brekcií pyroklastického prúdu.

#### **49 Turová – bazálne redeponované tufy a okraj extruzívneho telesa sielnickej formácie**

V hlbokej strži západne od Turovej je odkrytý sklovitý okraj extruzívneho telesa biotiticko-amfibolicko-pyroxenického andezitu, ktoré sa tu preklápa cez bazálne súvrstvie sielnickej formácie reprezentované tufitickými ílovcami, siltovcami, pieskovcami a prevládajúcimi redeponovanými pemzovými tufmi. Na styku sú lokálne vyvinuté peperitové brekcie. Hlbšie v strži je prístupná pozorovaniu vnútorná časť extruzívneho telesa reprezentovaná mierne autometamorfovaným andezitom blokovej odľučnosti.

## **50 Kováčová – uloženiň lahara sielnickej formácie**

Typické uloženiň lahara (bahenného prúdu) sielnickej formácie sú odkryté v bralách v spodnej časti rászochy medzi Beriakovou a Suchou dolinou v závere Kováčovskej doliny, 3 km sz. od Kováčovej. Uloženiň lahara tu vytvárajú až 30 m hrubú polohu. Charakteristický je blokový charakter brekcie, absencia triedenia, podporná štruktúra s vysokou proporciou matrixu s podstatným obsahom tufovo-ílovitej zložky, časté odtlačky úlomkov flóry a ojedinelé dutiny po kmeňoch stromov.

### ***Turovská formácia***

## **51 Turová – explozívny nek turovskej formácie**

Nek vytvára nápadné skalné bralo pri severnom okraji obce Turová. Valcovité teleso priemeru okolo 70 m tvorí explozívna brekcia. V chaotickej brekcií, miestami so stopami po trieštení, možno pozorovať vertikálne zóny s rôznym stupňom dezintegrácie, pri okrajoch pozorujeme uzavreté kusy tufitických sedimentov z okolia. Prítomné sú angulárne fragmenty celistvého tmavého andezitu veľkosti do 100 cm a sférické fragmenty pórovitého červenkastého andezitu s troskovitým povrchom veľkosti do 50 cm. Matrix brekcie, svetlý pri okrajoch neku a červenkastý v jeho centre, je tvorený spekaným andezitovým detritom s tufovou zložkou a niekedy aj drobnou pemzou. V bezprostrednom okolí neku vystupujú chaotické pyroklastiká bez znakov uloženia, tvorené bombami a lapilami tmavého napeneného andezitu, angulárnymi úlomkami celistvých andezitov a svetlou pemzou v tufovom matrixe.

## **52 Turová – uloženiň pyroklastického prúdu turovskej formácie**

V plošných odkryvoch na južnom svahu kopca Háj 500 m sv. od Turovej vystupujú chaotické brekcie blokovo-popolového pyroklastického prúdu. Tvoria ich angulárne fragmenty sivého až tmavého, celistvého až pórovitého andezitu veľkosti do 50 cm a sporadicky fragmenty svetlejšieho napeneného andezitu vo svetlejšom spekanom matrixe, v niektorých miestach mierne červenkastom. V podloží blokového pyroklastického prúdu miestami vystupuje len niekoľko metrov hrubá poloha bohatá na pemzu, zodpovedajúca inicálnej explozívnejšej fáze vulkanickej erupcie.

## **53 Turová – typový profil turovskej formácie**

Spodné členy turovskej formácie sú dobre odkryté v strži 1,5 km sv. od Turovej, ústiacej do doliny Bien. V spodnej časti profilu sa nepravidelne striedajú polohy a lavice netriedených až mierne triedených epiklastických vulkanických



pieskocov, pieskocov s vtrúsenou pemzou a redeponovaných pemzových tufov, ojedinele aj s vložkami jemnejších redeponovaných tufov a tufitických siltocov. Vyššie nasledujú hrubé lavice epiklastických vulkanických brekcií s tufovo-piesčitým matrixom, oddelené polohami hrubých pieskocov a pieskocov s pemzou. Profil predstavuje distálnejšiu fáciu plochého výplavového kužľa.

#### **54 Sielnická dolina, Brištia – typový profil turovskej formácie**

Plošné odkryvy v južnom svahu kopca Brištia 1 km sz. od Silenice charakterizujú distálnejšie fácie turovskej formácie. Odspodu nahor pozorujeme horizont epiklastických vulkanických pieskocov a redeponovaných tufov, epiklastické vulkanické konglomeráty s redeponovanými tufmi v hrúbke okolo 5 m, nepravidelne sa striedajúce drobné epiklastické vulkanické brekcie v hrúbke okolo 20 m, hrubé pieskovce a redeponované tufy, v hrúbke okolo 5 m opäť konglomeráty a vrchnú časť profilu predstavujú drobné epiklastické vulkanické brekcie, pieskovce a redeponované tufy. Materiál epiklastík je charakteristicky obohatený o vezikulované troskovité fragmenty a pemzu, ktorá sa eventuálne separuje do vložiek redeponovaných tufov.

#### **55 Badín – pyroklastický prúd turovskej formácie**

V opustenom kameňolome nad odbočkou lesnej cesty 2 km západne od Badína je odkrytý pyroklastický prúd pyroxenického andezitu typu St. Vincent – charakteristická je prítomnosť napenených sivých sférických fragmentov v mierne spekanom matrixe obdobného zloženia, len ojedinele sú prítomné drobné úlomky sklovitého andezitu. Povrch pyroklastického prúdu je erozívne modelovaný a prekrytý epiklastickými vulkanickými konglomerátmi a pieskocami.

#### **56 Kováčová – súvrstvie epiklastických vulkanických pieskocov a redeponovaných tufov turovskej formácie**

Distálne fácie turovskej formácie sú dobre odkryté v sérii opustených dobývok a odkryvov nad lesnou cestou vedľa priehrady sz. od Kováčovej. Prevládajú jemné až hrubé lavicovité a laminované epiklastické vulkanické pieskovce s variabilným obsahom drobnej pemzy a ojedinelými vložkami redeponovaných tufov či tufitických siltocov. V menšej miere sú prítomné hrubšie lavice slabšie triedených hrubých pieskocov s vtrúsenou pemzou alebo drobnými úlomkami andezitov.

### ***Jastrabská formácia***

#### **57 Jastrabá, zárez železnice – ryodacitové vulkanoklastiká**

Epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty ryodacitového zloženia predstavujúce spodnú časť jastrabskej formácie sú dobre odkryté v zárezoch želez-

nice 2 km severne od Jastrabej. Charakteristické je hrubé zvrstvenie a triedenie, striedanie polôh rôznej zrnitosti od hrubých brekcií a konglomerátov až po hrubé pieskovce, prítomné sú aj polohy redeponovaných tufov.

### **58 Stará Kremnička – extruzívne teleso jastrabskej formácie**

V skalných bralách a kameňolome južne od Starej Kremničky je odkryté extruzívne teleso kremeňovo-sanidínového ryolitu. Vnútorne časti telesa tvorí felzitický biely ryolit s litofýzami a nepravidelne blokovou až stĺpcovou odlučnosťou. Pri okrajoch telesa (odkryvy po oboch stranách doliny pri južnom okraji Starej Kremničky) pozorujeme prechod do sférolitického a sklovitého ryolitu s výraznou fluidálnou textúrou.

### **59 Jastrabá skala – extruzívne teleso / prúd jastrabskej formácie**

Mohutné bralo Jastrabej skaly jv. od Bartošovej Lehôtky predstavuje až 100 m hrubý lávový prúd orientovaný východným smerom – týmto smerom jeho hrúbka postupne klesá. Tvorí ho doskovitý až blokový plagioklasový ryolit felziticekej až sféroliticekej štruktúry. Vo východnej jazykovitej časti prúdu pozorujeme prechod do sklovitého ryolitu, ktorý spolu so sklovitými lávovými brekciami predstavuje ložisko perlitu. Priebeh fluidálnych textúr pri báze skalnej steny Jastrabej skaly naznačuje možný prechod do dajky, ktorá predstavuje prívod lávového telesa.

### **60 Horná Klapa – lávový prúd jastrabskej formácie**

Skalné bralo Hornej Klapy 3 km južne od Kopernice predstavuje profil lávového prúdu ryolitu orientovaného južným smerom. V spodnej časti je ryolit felzitický až felziticko-sférolitický, s doskovito-blokovou odlučnosťou paralelnou so smerom a sklonom lávového prúdu. Vyššie pozorujeme postupný prechod do nepravidelne blokovej odlučnosti a v hornej časti prúdu do lávovej brekcie blokového typu s fragmentmi sférolitického ryolitu v drvenom a spekanom matrice.

### **61 Stará Kremnička, zárez železnice – typový profil jastrabskej formácie**

V zárezoch železnice severne od zastávky Stará Kremnička je odkrytý profil, ktorý zodpovedá kompletnému erupčnému cyklu ryolitového vulkanizmu (Bezák a Lexa, 1982). Profil sa začína na severnej strane v obojstrannom záreze uloženiami freatomagmatických (vulkánskych) erupcií s charakteristickým striedaním polôh pyroklastických príválov a napadaných tufov s početnými impaktnými štruktúrami úlomkov a blokov. Nasleduje sekvencia plášťovo zvrstvených a triedených tufov a pemzových tufov zodpovedajúcich erupciám plíniiovského typu. Postupnému znižovaniu erupčnej energie zodpovedá postupný prechod k hrubším

pemzovým tufom až aglomerátom s nižším stupňom napenenia. Nasledujúce brekie pyroklastického prúdu typu Merapi s charakteristickými blokmi sklovitého andezitu indikujú už rastúce extruzívne teleso, ktoré v závere prekrylo sekvenciu pyroklastík vo forme hrubého prúdu. Jeho báza je asi 20 m nad úrovňou železnice.

## **62 Bartošova Lehôtka, zárez železnice – typový profil jastrabskej formácie**

V mohutnom záreze železnice južne od stanice Bartošova Lehôtka a opustenom kameňolome v pozadí je odkrytý faciálny komplex charakteristický pre proximálnu zónu ryolitových vulkanitov. V profile sa nepravidelne striedajú polohy plášťovo zvrstvených vytriedených napadaných tufov s ojedinelými impaktmi drobných fragmentov a prevládajúce lavicovité polohy epiklastických vulkanických pieskovcov a drobných až hrubých brekcií s textúrami charakteristickými pre uloženiny úlomkových a hyperkoncentrovaných prúdov na výplavovom kuželi.

## **63 Dolná Ves – vulkanoklastiká jastrabskej formácie**

V skalných odkryvoch v doline 300–500 m sv. od Dolnej Vsi je odkrytá sekvencia vulkanoklastík s výrazným úklonom na JV, ktorá predstavuje vonkajší okraj pyroklastického kužela vulkanického centra extruzívneho telesa Brezového vrchu. Prítomné sú freatomagmatické pyroklastiká, uloženiny suchých lavín aj brekie pyroklastického prúdu typu Merapi vo vrchnej časti profilu.

## **64 Horná Štubňa – epiklastické vulkanické brekie, pieskovce a redeponované tufy jastrabskej formácie**

Opustená pieskovňa pri štátnej ceste južne od Hornej Štubne poskytuje obraz o litológii uloženín výplavového kužela (proximálne fácie) smerujúceho do Turčianskej kotliny. V stene pieskovne pozorujeme nepravidelné striedanie polôh hrubých až drobných epiklastických vulkanických brekcií s ojedinelými vložkami hrubých pieskovcov a redeponovaných tufov. Prevláda materiál sklovitých ryolitov, v menšej miere je prítomná drobná pemza a tufová substancia.

## **65 Stará Kremnička – limnokvarcity**

Opustené lomy 1 km sz. od Starej Kremničky poskytujú dokonalý obraz o telesách limnokvarcov. Množstvo flóry poukazuje na depozíciu v lakustrickom (močiarnom) prostredí. Jednotlivé horizonty limnokvarcitu sú oddelené vložkami bentonitizovaných jemnozrnných redeponovaných ryolitových tufov, v niektorých prípadoch pozorujeme aj tenké polohy tufitických ílovcov, tmavých ílovcov a dokonca aj lignitického uhlia, ktoré smerom dovrchu graduje do čierneho



silicitu. Vznik limnokvarcítov v širšom kontexte spájame s odtokom z kremnickeho hydrotermálneho systému. Takéto prepojenie naznačuje aj zvýšený obsah Hg, Sb a As v limnokvarcítach.

### ***Formácia Vlčieho vrchu***

#### **66 Skalka, Vlčia jama – nek dioritového porfýru**

V záreze lesnej cesty v západnom svahu\* kóty Farba (Vlčí vrch) 1,3 km severne od chaty na Skalke je odkrytý okraj centrálneho neku vulkánu Vlčí vrch. Ide o masívny, blokovo rozpučaný pyroxenický dioritový porfýr.

#### **67 Skalka, Vlčia jama – radiálne dajky**

V bralách a zárezoch lesnej cesty v západnom svahu kóty Farba (Vlčí vrch) 1,5 km severne od chaty na Skalke vystupuje niekoľko radiálnych dajok bazaltického andezitu. Charakteristická je bloková až doskovitá odlučnosť a pomerne časté uzavreniny andezitu s amfibolom, podobným na intruzívne teleso v podloží.

#### **68 Suchá hora – typový profil formácie Vlčieho vrchu**

V zárezoch Zlatej cesty a v skalných bralách nad cestou v sz. svahu Kremnickej skaly, 1 km severne od Suchej hory, vystupujú pyroklastická vulkanického kužeľa formácie Vlčieho vrchu s periklinálnym úklonom okolo 30° na JV. V záreze cesty sú odkryté pomerne dobre triedené tufy, lapilové tufy, aglomeráty a pyroklastické brekcie s textúrami indikujúcimi druhotné zosúvanie pyroklastického materiálu na svahu kužeľa. V bralách nad cestou prevládajú aglomeráty a aglutináty s menej výrazným zvrstvením.

#### **69 Suchá hora – typový profil formácie Vlčieho vrchu**

Vulkanický kužeľ formácie Vlčieho vrchu s typickým periklinálnym úklonom okolo 30° je dobre odkrytý aj v skalných bralách na východnej strane hrebeňa od Kremnickej skaly po Suchú horu. V stavbe kužeľa tu prevládajú tenké lávové prúdy bazaltického andezitu s podstatným zastúpením troskovitých brekcií typu aa, ale podstatne sú zastúpené aj hrubo zvrstvené aglutináty a aglomeráty s variabilným podielom troskovitých fragmentov a pemzy. Ojedinele sú vyvinuté polohy plášťovo zvrstvených, triedených tufov a lapilových tufov. Na Suchej hore je profil vulkanického kužeľa prekrytý hrubým lávovým prúdom doskovitého andezitu, ktorý bol uložený pri úpätí vulkanického kužeľa.

#### **70 Vlčí vrch – typový profil formácie Vlčieho vrchu**

Typový profil predstavujú zárezy lesnej cesty, skalné bralá a odkryvy v jv. svahu Vlčieho vrchu. V profile vonkajšej časti vulkanického kužeľa s periklinál-

ným úkolonom okolo 25–30° na SZ prevládajú relatívne tenké lávové prúdy bazaltických andezitov, v strednej časti tvorené masívnou až mierne bublinovitou lávou s doskovitou odlučnosťou, v spodnej aj vrchnej časti tvorené pórovitou až bublinovitou lávovou brekciou troskovitého až troskovito-blokového typu. V menšej miere sú prítomné polohy a horizonty zvrstvených a triedených pyroklastík – prevažne pyroklastických brekcií a aglomerátov, v menšej miere lepšie vytriedených lapilových tufov a tufov.

### **71 Vyhnatová – typový profil formácie Vlčieho vrchu**

Typový profil formácie Vlčieho vrchu v bralách na východnej strane Vyhnatovej reprezentuje efuzívny komplex v okolí vulkanického kužeľa. Na stavbe formácie sa tu podieľajú len subhorizontálne uložené lávové prúdy bazaltického andezitu relatívne veľkej hrúbky, od 10 do 30 m. V prúdoch prevláda masívny andezit doskovitej až blokovej odlučnosti, v spodnej a vrchnej časti s prechodmi do bublinovitých variet a lávových brekcií troskovo-blokového typu.

### ***Komplex Šibeničného vrchu***

### **72 Žiar nad Hronom, Šibeničný vrch – typová lokalita komplexu Šibeničného vrchu**

V opustenom lome pri jv. úpätí Šibeničného vrchu východne od Žiaru nad Hronom je odkryté intruzívne teleso bazaltu prerážajúce cez konglomeráty a pieskovce jastrabskej formácie. Priebeh kontaktov naznačuje kombináciu dajky s malým ložným telesom, ktoré spôsobilo nadvihnutie a deformáciu konglomerátov. Vyššie vo svahu vystupujú freatomagmatické pyroklastiká a v ich nadloží lávové teleso bazaltu preklápajúce sa severným smerom do lávového prúdu.

### **73 Žiar nad Hronom, Šibeničný vrch – freatomagmatické pyroklastiká komplexu Šibeničného vrchu**

V plošných odkryvoch pri jz. úpätí Šibeničného vrchu vystupujú freatomagmatické pyroklastiká budujúce reliktý-tufového kužeľa. Zvrstvené palagonitové tufy s charakteristickou angulárnou pemzou a drobnými úlomkami sklovitého vezikulovaného bazaltu obsahujú podstatný podiel nevulkanického materiálu z podložných sedimentov, a to vrátane obliakov andezitov, kremeňov a kremenčov, ktoré miestami sedia v impaktných štruktúrach. Výrazné zvrstvenie so striedaním masívnych netriedených a triedených laminovaných polôh nasvedča na uloženie pyroklastických prívalov a napadaných pyroklastík – produkty erupcií surtseyského a vulkánskeho typu. Diskordancia vrstiev v strede odkryvu súvisí so zmenou polohy vulkanického centra.

#### **74 Bartošova Lehôtka – typová lokalita komplexu Šibeničného vrchu**

V opustenom kameňolome 1 km jv. od železničnej stanice Bartošova Lehôtka vystupujú intruzívne telesá bazaltického andezitu prerážajúce cez ryolitové tufy a epiklastiká jastrabskej formácie. Telesá majú v spodnej časti charakter severojužne orientovaných dajok, ktoré sú známe aj zo zárezu železnice južne od kameňolomu. V hornej časti kameňolomu hrubá dajka prechádza do mohutného silu, ktorý v hrúbke okolo 30 m pokračuje východným smerom. V blízkosti kontaktov s bazaltickým andezitom sú ryolitové tufy druhotne spekané až pretavené do nehomogénnych ryolitových skiel.

#### ***Zosuvné fenomény***

#### **75 Handlová – čelné časti handlovskeho zosuvu**

Najznámejším príkladom zosuvu v Kremnických vrchoch je handlovský katastrofálny zosuv, ktorý sa rozvíjal na rozhraní rokov 1960–1961, zničil 150 obytných domov, komunikácie, linky vysokého napätia. V odľučnej časti sa vyvinul z približne 100 m širokého zemného prúdu, smerom do doliny Handlovky sa rozšíril až na 1 200 m v akumuláčnej oblasti. Celková dĺžka deformácie bola 1 630 m, kubatúra zosunutých hmôt dosahovala 20 mil. m<sup>3</sup> (Nemčok, 1982). Hlavnou príčinou zosuvu boli zrážkové anomálie v druhej polovici roku 1960. Intenzívne zosúvanie je podmienené situovaním vulkanického komplexu v nadloží ílovcov paleogénu, kordického súvrstvia a košského súvrstvia.

#### **76 Handlová, Trasľavý vrch – zosúvaním rozrušené okraje vulkanického komplexu**

Oblasť Trasľavého vrchu 4 km južne od Handlovej poskytuje dokonalý obraz o rôznych štádiách vývoja svahových pohybov podmienených gravitačnou nestabilitou vulkanického komplexu v nadloží plastických ílovcov kordického a košského súvrstvia. Pre iniciálne štádiá je charakteristický gravitačný rozpad hrebeňov na rozpadliny. Tie vytvárajú charakteristické skalné stupne, oddelené ťahovými puklinami. Na úpätiach rozpadliny prechádzajú do blokových polí.

#### **77 Handlová, Jazvečia skala – iniciálne štádium zosúvania blokov vulkanitov**

V západnom svahu Jazvečej skaly 5 km jv. od Handlovej je možné pozorovať iniciálne štádium zosúvania blokov, v tomto prípade komplexu epiklastík a lávových prúdov rematskej formácie. Relatívne veľké kryhy diferenciálne poklesávajú a vytvárajú výrazné stupne pri zachovaní vnútornej stavby.



## **78 Suchá hora – otvorené trhliny iniciálneho štádia zosúvania blokov**

Na hrebeni v oblasti Kremnickej skaly s. od Suchej hory pozorovať viaceré otvorené trhliny, ktoré sú neklamným znakom tvorby rozpadlín ako iniciálneho štádia zosúvania blokov. V oblasti je celá v. strana hlavného hrebeňa Kremnických vrchov modelovaná intenzívnou zosuvnou činnosťou v dôsledku nízkej eróznej bázy a prítomnosti ílovcov paleogénu a kordického súvrstvia v podloží vulkanitov.

## **79 Králiky – vulkanický komplex rozrušený zosúvaním**

Terén nad Králikmi je typickým príkladom modelovania terénu intenzívnou zosuvnou činnosťou vyvolanou prítomnosťou ílovcov paleogénu a kordického súvrstvia v podloží vulkanitov a dostatočne nízkou eróznou bázou. Typické rozpadliny v časti budovanej vulkanitmi (hornej časti) prechádzajú pri prechode nad podložné ílovce do blokových polí, ktoré s narastajúcou vzdialenosťou od úpätia rednú.

## **80 Trnavá Hora, Ladno – prúdový zosuv na starších horninách**

Visutá poloha horizontu ílovcov v oblasti Kľačian, Ladna a Trnavej Hory spôsobuje, že ňou vyvolané zosuvy pokračujú ďalej dolu svahom na neplastickom podloží vo forme zosuvných prúdov podobných ľadovcom.

### *Ložiskové fenomény*

## **81 Remata – disolučné brekcie a jasperoidy carlinského typu mineralizácie**

Východne od osady Remata, v prostredí dolomitov hronika v blízkosti styku s vulkanitmi, vystupujú vo forme bizarných skaliek a blokových polí kavernózne brekciovité silicity a silicifikované dolomity s charakteristickými štruktúrami jasperoidov, variabilne sprevádzané limonitizáciou a prejavmi disolúcie v dolomitoch (piesčitý rozpad). Uvedené horniny sú prejavom carlinského typu drahokovovej mineralizácie, ktorá je výsledkom interakcie nižšiemerných fluidov vystupujúcich po okrajových zlomoch kremnického grabenu s dolomitmi. Geochemický a vrtný prieskum potvrdil prítomnosť Au, Hg, Sb a As.

## **82 Kremnica, Šturec – opustené dobývky na Schrämenovej žile I. žilného systému**

Mohutná depresia na lokalite Šturec 1,5 km sz. od Kremnice, lemovaná na západnej a južnej strane skalnými zrázmi, je tak výsledkom prepadnutia vydobývaných priestorov, ako aj povrchového dobývania na Schrämenovej žile I. žilného systému kremnického drahokovového ložiska. Žila odkrytá povrchovým dobývaním v južnej stene prepادلiska má severo-južný smer, sklon okolo 65° na východ a celkovú hrúbku až 60 m. Kremenná žilovina je prevažne kavernózna, pásko-

vaná, miestami brekciovitá, často s karbonátom. Zlato submikroskopickej veľkosti vystupuje spolu s pyritom. Oxidácia žiloviny sa prejavuje nátekmi a povlakmi limonitu a Mn oxidov. V nadloží aj v podloží žily vystupujú argilitizované andezity prezrádzajúce sa intenzívnym zvetrávaním, žltohnedým až žltozeleným sfarbením a limonitovými zátekmi. V západnej stene prepadliska je možné vidieť staré kresané banské chodby a ústia štôlní, ktorými sa dobývali antimonitové rudy na podložných žilách. Pri severnom okraji prepadliska vystupuje dajka ryolitu s výraznou fluidálnou štruktúrou postihnutá intenzívnou adularizáciou.

### **83 Kremnické Bane – opustené dobývky na Hlavnej a Kirchbergovej žile I. žilného systému**

300 m západne od šachty Anna, 600 m juhozápadne od obce Kremnické Bane, sú rozsiahle staré dobývky na Hlavnej a Kirchbergovej žile I. žilného systému. V skalných stenách na západnej strane je obnažené podložie Kirchbergovej žily – silicifikované a adularizované andezity s drobnými žilkami.

### **84 Bartošova Lehôtka – premenené ryolity s ojedinelými kremeňovo-chalcedónovými žilkami s antimonitom a zlatom**

V opustenom kameňolome v bočnej doline 400 m západne od Bartošovej Lehôtky vystupujú intenzívne premenené (adularizované a argilitizované) ryolity s ojedinelými kremeňovo-chalcedónovými žilkami s antimonitom. Analýzy vykazujú aj zvýšený obsah zlata. Premeny a mineralizáciu chápeme ako evidenciu pre laterálny odtok hydrotermálnych roztokov kremnického systému pozdĺž severojužných zlomových štruktúr. Relatívne tenká žila obdobného typu bližšie k Bartošovej Lehôtke bola v minulosti predmetom kutacích prác.

### **85 Malachov, Nemecký vrch – staré dobývky na ortuť**

Severne od samoty Ortuť v Malachovskej doline a z. od Nemeckého vrchu sú v prostredí dolomitov hronika rozsiahle staré dobývky na ortuť. Rumelka vystupovala vo forme impregnácií v rozpadavých dolomitoch postihnutých disolúciou.

### **86 Bartošova Lehôtka – zeolitizované tufy**

Zeolitizované ryolitové tufy vystupujú vo forme reliktov malej hrúbky v nadloží a pri okrajoch endogénneho dómu (plytkého lakolitu) ryolitu. Zeolitizácia sa makroskopicky prejavuje zeleným sfarbením a zvýšenou pevnosťou horniny v dôsledku rekryštalizácie. Mineralogickými metódami v blízkosti kontaktov s ryolitovým telesom bol identifikovaný mordenit, vo väčšej vzdialenosti klinoptilolit (Kraus a Šamajová, 1984). Zeolitizácia bola vyvolaná účinkom prehriatych, mierne alkalických roztokov unikajúcich z kryštalizujúceho ryolitového telesa, v ktorom pozorujeme prejavy silicifikácie a adularizácie.

## LITERATÚRA

- Andrusov, D., Kettner, R., Koutek, J. a Zoubek, V., 1931: Coupes a travers les Carpathes occidentales centrales, comprises sur la feuille de B. Bystrica. *Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha)*, sv. 13B, príl. k sv. 13A.
- Andrusov, D. a Matějka, A., 1931: Tektonická mapa Západných Karpát stredného Slovenska na listu Banská Bystrica. *Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha)*, sv. 13.
- Andrusov, D., 1935: Zpráva o geologickem výzkumu území projektované hlavní dráhy B. Bystrica – Diviaky. *Manuskript – archív GS SR, Bratislava*.
- Andrusov, D., Bystrický, J. a Fusán, O., 1973: Outline of the structure of the West Carpathians. *Guide-book for geol. excursion, Xth congress Carpath.-Balk. Geol. Ass. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra*, 1–45.
- Auxt, A., Gálisová, M. a Kazmuková, M., 1989: Neovulkanity Kremnických vrchov – južná časť, vyhladávací hydrogeologický prieskum. *Manuskript – archív GS SR, Bratislava*.
- Bailey, J. C., 1981: Geochemical criteria for a refined tectonic discrimination of orogenic andesites. *Chem. Geol. (Amsterdam)*, 32, 139–154.
- Bagdasarjan, G. P., Konečný, V. a Vass, D., 1970: Príspevok absolutných vekov k vývojovej schéme neogénneho vulkanizmu stredného Slovenska. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 51, 47–69.
- Bárta, R., Husák, L. a Stanko, M., 1977: Geofyzikálny výskum minerálnych vôd v Pohroní. *Manuskript – archív Geocomplexu, Bratislava*.
- Bebej, J. a Dubaj, D., 1993: Prchavé komponenty v hydrotermálnych systémoch. Časť 2: Praktická interpretácia na príklade ložiska Kremnica. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 25, 301–312.
- Beňo, J. a Očenáš, D., 1968: Žiarska kotlina – limnokvarcit – sprievodné suroviny. *Záverečná správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava*.
- Bergfest, A., 1956: Kremnické baníctvo, 1–5. *Manuskript – archív GS SR, Bratislava*.
- Bezák, V. a Lexa, J., 1982: Genetické typy ryolitových vulkanoklastík v okolí Žiaru nad Hronom. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 79, 83–112.
- Biely, A., 1957: Zpráva o mapovaní mezozoika na južných svahoch Žiaru. *Manuskript – archív GS SR, Bratislava*, 61–72.
- Biely, A., 1964: Über die „Veporiden“. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava)*, 15, 263–266.
- Biely, A., 1979: O tektonických jednotkách v podloží treťohôr Vtáčnika a Kremnických vrchov. *Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava)*, 5, 103–118.
- Biely, A. a Fusán, O., 1967: Zum Problem der Wurzelzonen der subtatrischen Becken. *Geol. Práce, Zpr. (Bratislava)*, 42, 51–64.
- Biely, A., Fusán, O., Lexa, J. et al., 1977: Vyhodnotenie štruktúrneho vrtu JL-1 Janova Lehota. *Manuskript – archív GS SR, Bratislava*.
- Biely, A., Fusán, O. a Franko, O., 1985: Štruktúrne-tektonická schéma predterciérneho podložia Hornonitrianskej kotliny 1 : 100 000. *Manuskript – archív GS SR, Bratislava*.
- Biely, A., Bezák, V., Elečko, M., Gross, P., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Nemčok, J., Potfaj, M., Rakús, M., Vass, D., Vozár, J. a Vozárová, A., 1997:



- Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenskej republiky 1 : 500 000. Bratislava, Vyd. D. Štúra, GS SR..
- Blaško, D., Juriš, F., Lukaj, M. a Klubert, J., 1983: Handlová-juh – VP – uhlie, stav k 1. 4. 1983. Záverečná správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Blaško, D., Juriš, F., Lukaj, M. a Klubert, J., 1987: Handlová-juh – VP – uhlie. Záverečná správa a výpočet zásob. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Blaško, D., Juriš, F., Tupý, P., Lafférs, F., Hruškovičová, M., Malý, S. a Klubert, J., 1989: Handlová-východ – VP – uhlie. Záverečná správa a výpočet zásob. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Blaško, D., Lafférs, F. et al., 1992: Záverečná správa úlohy Slovensko – lignit. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Boorová, D., 1992: Mikrobiostratigrafické štúdium vrchnej jury–spodnej kriedy krížňanského príkrovu Veľkej Fatry. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 30 s.
- Boorová, D., 1995: Litologická a mikrofaciálna charakteristika vrchnojurských a spodnokriedových súvrství v profile Turecká (zvážnica). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Böhm, V., 1965: Hydrogeologické pomery na liste Žiar nad Hronom M 1 : 50 000. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Böhm, V., 1965: Hydrogeologické pomery Žiarskej kotliny. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 10.
- Böhmer, M., 1959: Geologicko-ložiskové pomery kremnického rudného poľa. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 2, 19–35.
- Böhmer, M., 1960: Niektoré výskyty K-trachytov Slovenského stredohoria a možnosti ich praktického využitia. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Böhmer, M., 1961: Geologicko-ložiskové pomery kremnického rudného poľa. Kandid. dizert. práca. Manuskript – archív Katedry nerast. surovín PriF UK, Bratislava.
- Böhmer, M., 1963: Paragenéza rudných žíl centrálnej časti kremnického rudného poľa. Habilitačná práca. Manuskript – archív Katedry nerast. surovín PriF UK, Bratislava.
- Böhmer, M., 1965: Paragenesis of Kremnica ore veins. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 2.
- Böhmer, M., 1966: Ložiskové a paragenetické pomery zlatonosných žíl v centrálnej časti kremnického rudného poľa. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 11, 5–123.
- Böhmer, M. a Mecháček, E., 1966: Metalometrický a šlichový výskum potokov rozptylu rudných zložiek v neovulkanitoch Kremnických hôr. Sborník prací 1. geochemické konferencie v Ostravě.
- Böhmer, M., 1976: Riešenie základných problémov vyhľadávania, prieskumu a využívania nerastných surovín Západných Karpát. Kremnické vrchy. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Böhmer, M., 1977: Hlbinný výskum štruktúr kremnického rudného poľa na základe štruktúrnych vrtov KŠ-1, KZ-1, KR-3 a regionálny geochemický výskum listu Kremnica 1 : 50 000. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Böhmer, M., 1979: Vysvetlivky k mape nerastných surovín, list Kremnica. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Böhmer, M. a Mecháček, E., 1966: Metalometrický a šlichový výskum potokov rozptylu rudných zložiek v neovulkanitoch Kremnických hôr. Sborník prací 1. geochemické konferencie v Ostravě.

- Böhmer, M., Gerthofferová H. a Kraus, I., 1969: To the problems of alterations of central Slovakia Neovolcanites. Geol. zbor. (Bratislava), XX, 1, 47–64.
- Böhmer, M. a Škvarka, L., 1970: Vzťah medzi podložím neovulkanitov a výronmi termálnej vody v Kremnici. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 53.
- Böhmer, M. a Šimová, M., 1976: Kontaktné metasomatická aureola miocénnych intruzív v Kremnických horách. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 30, 119–137.
- Brlay, A., 1974: Vysvetlivky k listu M-34-110-D-e Handlová. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Buček, S. a Halouzka, R., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, časť listu 36-132 Horná Štubňa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Buday, T., 1962: Neogén Turčianskej kotliny. Sbor. Ústř. Úst. geol. (Praha), 27, 37–50.
- Bujalka, D., Litva, J. a Putyš, Z., 1973: Záverečná správa: Vyhľadávaci hydrogeologický prieskum – Turčianska kotlina. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Bujnovský, A., Gross, P., Vaškovský, I., Kohút, M., Fojtík, I., Gašpariková, V., Vozárová, A., Modlitba, I., Kullman, E. a Hanáček, J., 1985: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, 26-344 (Ružomberok – M. Smrekovica). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Burian, J., Kněsl, J., Gavora, S., Veľký, P. et al., 1984: Stredoslovenské neovulkanity – prognózy rudných surovín. Záverečná správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Burian, J., Slavkay, M., Štohl, J. a Tözsér, J., 1985: Metalogenéza neovulkanitov Slovenska. Bratislava, Alfa, 269 s.
- Bystrický, J., 1964: Stratigrafia a vývin triasu série Drienka. Spr. geol. Výsk. v roku 1963, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 94–96.
- Bystrický, J., 1973: Triassic of the West Carpathians Mts. (Malý Šturec). Guide to excursion D, 10<sup>th</sup> congress of CBGA. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 122–124.
- Bystrický, J., 1983: Stratigrafická tabuľka triasu. In: Stratigrafický slovník Západných Karpát I. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, tab. 8.
- Cícha, J., 1960: Zpráva o nálezu spodního miocénu mořského vývoje u Lubietové záp. B. Bystrice. Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha), 25, 361–363.
- Ciesarik, M. a Očenáš, D., 1964: Stará Kremnička – limnokvarcit. Záverečná správa a výpočet zásob. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Čechovič, V., 1944: Správa o uhoľnom teréne medzi B. Bystricou a Zvolenom. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Čechovič, V., 1950: Správa o výskumných prácach v teréne medzi Banskou Bystricou a Zvolenom. Manuskript – archív GS SR, Spišská Nová Ves.
- Čechovič, V., 1959: Geológia treťohorných vrstiev severného okraja Handlovskej uhoľnej panvy. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 53, 5–58.
- Činčura, J., 1969: Morfogenéza južnej časti Turčianskej kotliny a severnej časti Kremnických vrchov. Náuka o Zemi (Bratislava), 4, 1–67.
- Demjan, M. a Sluka, V., 1996: Regionálny prieskum zosunov Zvolenskej kotliny. Zborník konferencie Výskum, prieskum a sanácia zosuvných území na Slovensku. Nitrianske Rudno.
- Domanický, A. a Kozáč, J., 1970: Záverečná správa: Horný Turiec – kameň – VP. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, č. 34948.
- Domanický, A., Hasch, S., Kováč, S. et al., 1973: Záverečná správa a výpočet zásob z lokality Horné Pršany – dolomit. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

- Domanický, A., Hasch, S., Jezný, P. a Bondarenková, A., 1979: Záverečná správa a výpočet zásob Horný Turiec II – stavebný kameň, VP. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Domanický, A., Hasch, S., Januš, S. et al., 1981: Záverečná správa a výpočet zásob Horná Štubňa – stavebný kameň – podrobný prieskum. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Domanický, A. a Hasch, J., 1988: Záverečná správa úlohy Turček, surovina: stavebný kameň, podrobný prieskum. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Drahoš, M., 1981: Neovulkanity Kremnických vrchov. (Študijné zhodnotenie hydrogeologického rajónu 082). Žilina, IGHP.
- Dublan, L., 1979: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Poľana. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Dublan, L., Konečný, V. a Lexa, J., 1979: Geologická mapa ochranného rajónu kúpeľov Sliač a Kováčová. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Dublan, L., 1981: Geologická stavba a petrografia neovulkanitov Poľany. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Ďuratný, S., Kollár, L., Panáček, A. et al., 1977: Geofyzikálny výskum metalogenetických zón stredoslovenských neovulkanitov, oblasť Kremnica-západ. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Elečko, M., Pristaš, J., Gross, P. a Šimon, L., 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape, list 35-242 (Prievidza-2). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Fecek, P. a Hlavatý, V., 1980: Podzámček – hydrogeologický prieskum. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Fedor, J., 1969: Stredné Slovensko – maltárske piesky. Záverečná správa z I. etapy VP. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Fiala, F., 1961: Geologicko-petrografický výskum centrálni a jižni časti Kremnických hor za léta 1955–1960. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Fiala, F., 1962: Chemizmus neogénnych vulkanitů Kremnických hor. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 25–26.
- Fiala, F., 1965: The Horný Chom Mt. near Ihráč. A Miocene volcano of Pelean type in the Kremnica Mts. VII CBGA Congress, Reports, Part III, Sofia, 271–274.
- Filo, M., Komora, J. a Tkáč, J., 1973: Kremnické pohorie – Hg. Komplexný geofyzikálny výskum v malachovskom rudnom poli. Záv. správa. Manuskript – archív Geocomplexu, Bratislava.
- Filo, M. a Medo, S., 1978: Geofyzikálna správa z lokality Malachovské pole, Hg rudy, oblasť Dolná Skala. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Filo, M., Kollár, L. a Panáček, A., 1980: Geofyzikálny výskum metalogenetických zón stredoslovenských neovulkanitov, oblasť Kremnica. Záv. správa za obdobie 1975–1980. Manuskript – archív Geocomplexu, Bratislava.
- Filo, M., Kubeš, P. a Kurkin, M., 1982: Geofyzikálny výskum Kremnických vrchov. Záv. správa 1981–82. Manuskript – archív Geocomplexu, Bratislava.
- Filo, M. a Okál, B., 1986: Kremnica – okolie, Cu, Mo, Au, Ag rudy. VP – II. etapa geofyzikálnych prác. Manuskript – archív Geocomplexu, Bratislava.
- Forgáč, J. et al., 1968: Subsequent final volcanism of the West Carpathians (central slovakian region). IGC, report of the 23<sup>rd</sup> session, proceedings of the section 2: Volcanism and tectogenesis. Praha, Ústř. Úst. geol., 133–138.
- Forgáč, J., Zbořil, L., Bodnár, J. a Filo, M., 1969: Štruktúrno-tektonický plán Kremnického pohoria. Mineralia Slov. (Bratislava), I., 3–4, 206–217.



- Forgáč, J., Polák, M., Priechodská, Z., Planderová, E., Lehotayová, R. a Škvarka, L., 1972: Záverečná správa z vrtu FŽB-I, Železná Breznica. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Forgáč, J. a Pulec, M. et al., 1975: Geologická stavba vulkanitov a sedimentov neogénu juhovýchodnej časti Kremnického pohoria (list Kováčová a Malachov – vysvetlivky). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Forgáč, J. a Pulec, M., 1978: Vývoj vulkanosedimentárneho a vulkanogénneho komplexu v centrálnej časti stredoslovenských neovulkanitov. Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 3, 81–102.
- Forgáč, J., Škvarka, L., Halouzka, R. et al., 1978: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Stará Kremnička. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Franko, O., 1964: Zvolenská kotlina – problémy termálnych vôd a možnosti získať nové zdroje. Sprievodca po exkurzných trasách. III. hydrogeol. konferencie, Žilina.
- Franko, O. a Zakovič, M., 1979: Minerálne vody vo Zvolene. Geol. Práce Spr. (Bratislava), 73, 203–212.
- Franko, O., Zakovič, M. a Bodiš, D., 1982: Minerálne vody Zvolenskej pahorkatiny. Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol. (Bratislava), 4.
- Fusán, O., Ďuratný, S., Kuthan, M., Plančár, J. a Zbořil, L., 1969: Geologická stavba podložia stredoslovenských neovulkanitov. Západ. Karpaty (Bratislava), 10, 1–160.
- Fusán, O., Ibrmajer, J., Plančár, J., Slávik, J. a Smíšek, M., 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 15, 5–173.
- Fusán, O., Biely, A. a Plančár, J., 1979: Geologická stavba podložia terciéru Západných Karpát. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Fusán, O., Biely, A., Ibrmajer, J., Plančár, J. a Rozložník, L., 1987: Podložie terciéru vnútorných Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1–123.
- Gašparik, J. a Planderová, E., 1971: Korelácia sedimentov Handlovsko-nováckej panvy so Žiarskou kotlinou. Západ. Karpaty (Bratislava), 13, 109–156.
- Gašparik, J., Brestenská, E., Forgáč, J., Franko, O., Hajóšová, M., Hanáček, J., Marková, M., Matkulčík, E., Planderová, E. a Sítár, V., 1974: Štruktúrny vrt GHŠ-I (Horná Štubňa). Region. geol. Západ. Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 3, 7–97.
- Gašparik, J., Pulec, M., Škvarka, L., Forgáč, J., Vozár, J. a Planderová, E., Smrek, J., Homola, S., Ferenc, P., Pešák, R. a Cahelová, J., 1980: Štruktúrne vrty južnej časti Kremnických vrchov, štruktúrny vrt JP-I Jastrabá. Region. Geol. Západ. Karpát, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 12–13, 9–78.
- Gašparik, J. (edit.), Halouzka, R., Miko, O., Gorek, J., Rakús, M., Bujnovský, A., Lexa, J., Panáček, A., Samuel, O., Gašpariková, V., Planderová, E., Snopková, P., Fendek, M., Hanáček, J., Modlitba, I., Klukanová, A., Žáková, E., Horniš, J. a Ondrejčíková, A., 1995: Vysvetlivky ku geologickej mape Turčianskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 196 s.
- Gessel, A., 1895: A Körmöczi bányavidék földtani int. Évkönyve (Budapest), XI, 4, füzet.
- Gíra, J., 1955: Základný geologický výskum pre projektované vodné dielo Zvolen. Manuskript, Ústav stavebnej geológie, Žilina.
- Gnojek, I. a Dědáček, K., 1978: Statistický rozbor leteckých geofyzikálných dat z oblasti stredoslovenských neovulkanitů, k metalogenetické studii této oblasti. Geofyzika Brno. Manuskript – archív GS SR.

- Gnojek, I. a Dědáček, K., 1977: Technická správa o leteckém geofyzikálním průzkumu středoslovenských neovulkanitů. Manuskript – archiv GS SR, Bratislava.
- Gnojek, I. a Janák, F., 1986: Souhrnné spracování letecky měřených geofyzikálních polí vnitřních Západných Karpat do měřítka 1 : 50000. Manuskript – archiv Geocomplexu, Bratislava.
- Gross, P., 1978: Paleogén pod stredoslovenskými neovulkanitmi. Materiály konferencie Paleografický vývoj Západných Karpát.
- Halouzka, R., 1981: Dolné Pohronie – kvartér a morfológia. Autoreferát (kandid. dizert. práca). Manuskript – archiv GS SR, Bratislava.
- Halouzka, R., 1986: Z nových poznatkov o stratigrafii kvartéru terasových náplavov riek Západných Karpát (stredné Pohronie, Orava a Turiec). Region. geol. Západ. Karpát, Spr. geol. Výsk. (Bratislava), 21, 167–175.
- Halouzka, R., Baňacký, V., Pristaš, J., Maglay, J. a Horniš, J., 1997: Neotektonický vývoj. In: Rakús, M. et al.: Geodynamický model Západných Karpát. Závěrečná správa. Manuskript – archiv GS SR, Bratislava.
- Hanzel, V., Kullman, E., Franko, O., Dovina, V. a Škvarka, L., 1984: Podzemné vody Slovenska a prognózy ich využitia. Manuskript – archiv GS SR, Bratislava.
- Havrila, M., 1992: Svahové detritické sedimenty hronika. Manuskript – archiv GS SR, Bratislava.
- Havrila, M., 1993: Contribution to solution of paleogeography of the Hronicum sedimentation area. Abstracts, 8th meeting of Association of European Geological Societies, Budapest, 22 s.
- Havrila, M., 1993: Výskum panvových a svahových sedimentov bielovážskej sukcesie a paleogeografia hronika. Manuskript – archiv GS SR, Bratislava.
- Havrila, M., 1997: Progradácia rifového komplexu hronika. Manuskript – archiv GS SR, Bratislava.
- Hojstričová, V., 1982: Mineralogicko-petrografická charakteristika ryolitov stredného Slovenska. Kandid. dizert. práca. Manuskript – archiv GS SR, Bratislava.
- Horák, L. a Pacltová, B., 1963: Nové poznatky o stratigrafii terciérnych sedimentů SV od B. Bystrice. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 27, 124–130.
- Hricko, J., 1967: Geofyzikálny prieskum v oblasti Kremnica – okolie, Au–Ag. Manuskript – archiv GS SR, Bratislava.
- Hricko, J., Filo, M. a Hančinová, J., 1974: Geofyzikálny výskum v stredoslovenských neovulkanitoch, oblasť severná časť Kremnického pohoria. Manuskript – archiv Geocomplexu, Bratislava.
- Hromádka, J., 1956: Orografické třídění ČSR. Sbor. Čs. Společ. zeměp. (Praha), 61, 161–180, II, 265–299.
- Hroncová, Z. a Sýkora, J., 1985: Závěrečná správa a výpočet zásob, Jastrabá – PP-perlit. Manuskript – archiv GS SR, Bratislava.
- Hroncová, Z. a Sýkora, J., 1986: Závěrečná správa a výpočet zásob, Bartošova Lehôtka – VP – zeolity. Manuskript – archiv GS SR, Bratislava.
- Hroncová, Z. a Sýkora, J., 1987: Závěrečná správa s výpočtom zásob, Kopernica – VP – keramické suroviny. Manuskript – archiv GS SR, Bratislava.
- Hroncová, Z. a Sýkora, J., 1987: Čiastková závěrečná správa s výpočtom zásob, Bartošova Lehôtka – Dolná Ves – keramické suroviny. Manuskript – archiv GS SR, Bratislava.

- Hroncová, Z. a Sýkora, J., 1989: Závěrečná správa s výpočtom zásob, Bartošova Lehôtka – VP – keramické suroviny. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Hruškovič, S. a Hroncová, Z., 1987: Nové poznatky o prognózach keramických surovín v Kremnických vrchoch. In: Geologická stavba Západných Karpát vo vzťahu k prognózam nerastných surovín. Košice, 433–444.
- Husák, L., 1975: Výskum fyzikálnych vlastností neovulkanických hornín v prostredí hydrotermálne propylitizovaných zón. Záver. Správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Husák, L., 1977: Hustoty hornín v oblasti stredoslovenských neovulkanitov a ich význam pre geologickú interpretáciu tiažového poľa. Kandid. dizert. práca. Manuskript.
- Hydrogeologická ročenka – Podzemné vody, 1977. Bratislava, SHMÚ.
- Hynie, O., 1963: Hydrogeologie ČSSR II. Minerálne vody. Praha, Naklad. Čs. Akad. Věd.
- Ibrmajer, J., 1961: Gravimetrická mapa ČSSR v merítke 1 : 200 000. Závěrečná správa ÚGF Brno za roky 1957–1961. Manuskript – archív Geofyziky, Brno.
- Ibrmajer, J., 1963: Gravimetrická mapa ČSSR 1 : 200 000. Manuskript – archív Ústí. Úst. geol. (Praha).
- Hlavský, J. a Červeňová, Ž., 1952: Geologická štúdiá na západnom svahu Veľkej Fatry. Geol. Práce. Zoš. (Bratislava), 30.
- Ivančíka, J., Hók, J., Polák, M., Határ, J., Vozár, J., Nagy, A., Fordinál, K., Pristaš, J., Konečný, V., Šimon, L., Kováčik, M., Vozárová, A., Fejdiová, O., Marcin, D., Liščák, P., Macko, A., Lanc, J., Šantavý, J. a Szalaiová, V., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Tribeča 1 : 50 000. Bratislava. GS SR.
- Jakál, J., 1993: Geomorfológia krasu Slovenska. Slov. Kras (Martin), XXXI.
- Janík, S., Filo, M. a Husák, L., 1970: Správa o komplexných geofyzikálnych meraniach na lokalite Kremnické pohorie – Hg. Manuskript – archív Geocomplexu, Bratislava.
- Janík, S., Kanda, J. a Filo, J., 1986: Geofyzikálny prieskum kvartéru a jeho podložia v údolnej nive Hrona. Manuskript – archív Geocomplexu, Bratislava.
- Jaroš, J., 1965: Tektonický charakter krížňanské jednotky v okolí B. Bystrice. Geol. Práce. Spr. (Bratislava), 35, 41–52.
- Jaroš, J., Koutek, J. a Kubíny, D., 1966: Vysvetlivky k listu 1 : 50 000 Banská Bystrica (M-34-111-C). Závěrečná správa. Přír. fakulta Karlovy univerzity. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Kanda, J. a Janík, S. et al., 1986: Hydromorfologický výskum slovenských riek – Hron. Atlas účelových máp kvartéru a jeho podložia v dolinnej nive riek. Časť 2: Stredný Hron. Bratislava, VÚVH.
- Kantor, J., Repčok, I., Ďurkovičová, J., Eliáš, K. a Wiegerová, V., 1984: Časový vývoj vybraných oblastí Západných Karpát podľa rádiometrického datovania. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Kantor, J., Ďurkovičová, J., Eliáš, K. a Repčok, I., 1988: Izotopický výskum metalogenetických, petrogenetických a hydrogenetických procesov Západných Karpát. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Kantor, J., Ďurkovičová, J., Sládková, M. a Wiegerová, V., 1990: Rádiometrické datovanie niektorých horninových komplexov K/Ar metódou. In: Izotopový výskum petrogenetických procesov. II. časť. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Karolusová, E., 1974: Korelácia tufitických sedimentov Zvolenskej kotliny a vulkanitov Kremnického pohoria. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 63.



- Klubert, J. a Juriš, F., 1981: Sliach – Kováčová, hnedé uhlie, VP. In: Bondarenková, Z. et al., 1986: Sliach – Kováčová – VP. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Knésl, J., 1979: Geologické pomery ložiska ortuťových rúd Veľká Studňa. Miner. Slov. (Bratislava), 11, 4, s. 327.
- Knésl, J., Flimmel, J. a Barkáč, T., 1964: Badín – stavebný kameň. Záverečná správa a výpočet zásob so stavom k 1. 5. 1964. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Knésl, J., Likaj, M. a Linkešová, M., 1973: Kremnické pohorie – Hg rudy – VP. Záverečná správa o stave prieskumných prác k 31. 12. 1972. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Knésl, J., Knéslová, A. a Vedejová, M., 1976: Kremnické pohorie II – Hg rudy – VP. Záverečná správa o stave prieskumných prác k 30. 9. 1976. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Knésl, J., Knéslová, A. a Lukaj, M., 1977: Veľká Studňa, VP, Hg rudy. Čiast. záver. správa. Manuskript – archív GS SR, Spišská Nová Ves.
- Knésl, J., Burian, J., Čillík, I. et al., 1980: Štúdiá Slovensko – Au (inventarizácia výskytov a prognózy Au v SSR). Manuskript – archív GS SR, Spišská Nová Ves.
- Knésl, J., Knéslová, A., Lukaj, M. et al., 1981: Veľká Studňa – VP – Hg rudy. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Knésl, J., Knéslová, A. a Lukaj, M., 1982: Veľká Studňa – VP – Hg rudy. Záverečná správa a výpočet zásob so stavom k 31. 9. 1982. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Knésl, J., Knéslová, A. a Maťová, V., 1989: K možnostiam výskytu Au-rúd typu Carlin na území SSR. Geol. Průzk. (Praha), 1989/12.
- Knésl, J., Dvoršťák, J., Knéslová, A., Maťová, V., Minko, J. a Šuchová, M., 1990: Kremnica – VP, Au-Ag rudy. Záverečná správa s výpočtom zásob, stav k 30. 6. 1990. Manuskript – archív GS SR, Spišská Nová Ves.
- Knésl, J. a Knéslová, A., 1991: Súčasný stav poznatkov o geológii, metalogenéze a prognózach rudného rajónu Kremnických vrchov. Miner. Slov. (Bratislava), 23, 283–293.
- Knésl, J. a Knéslová, A., 1993: Možnosti výskytu impregnačných Au ložísk na Slovensku. Miner. Slov. (Bratislava), 25, 451–460.
- Knéslová, A., 1983: Záverečná správa. Malachovské rudné pole – Hg rudy – VP. stav k 13. 12. 1982.
- Knéslová, A., 1987: Remata – Sklené – VP, Au-Cu rudy. Projekt geologicko-prieskumných prác. Manuskript – archív GS SR, Spišská Nová Ves.
- Knéslová, A., 1989: Turček – okolie – Au-Ag, Cu-Mo rudy. Projekt geologicko-prieskumných prác. Manuskript – archív GS SR, Spišská Nová Ves.
- Knéslová, A., 1989: Predbežná informácia o výskyte Au-Sb mineralizácie v oblasti Rematy pri Handlovej. Miner. Slov. (Bratislava), 21, 3, s. 274.
- Knéslová, A., Knésl, J., Veľký, P. a Lukaj, M., 1983: Malachovské pole – VP, Hg rudy. Záverečná správa so stavom k 30. 6. 1983. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Knéslová, A. et al., 1984: Záverečná správa a výpočet zásob, Jastrabá – Ostrá hora – VP – stavebný kameň. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Knéslová, A. et al., 1987: Kremnica – okolie – VP, Cu-Au rudy. Záverečná správa so stavom k 28. 2. 1987. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Knéslová, A., Dvoršťák, J. et al., 1991: Remata – Sklené – VP – Au-Cu rudy. Záverečná správa so stavom k 30. 11. 1991. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

- Komora, J. a Kostka, Z., 1980: Geofyzikálny prieskum na lokalite Kremnica – Au. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Konečný, V., Bagdasarjan, G. P. a Vass, D., 1969: Evolution of Neogene Volcanism in Central Slovakia and its Confrontation with Absolute Ages. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung. (Budapest)*, 13, 245–258.
- Konečný, V., Šefara, J. a Zbořil, L., 1973: Geologicko-geofyzikálny výskum stavby hlbinného podložia stredoslovenských neovulkanitov s riešením jeho vzťahu k vývoju vulkanických komplexov, etapová správa. Geofyzika Bratislava. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Konečný, V., Lexa, J. a Šefara, J., 1978: Vzťah vulkanizmu k morfoloģickým štruktúram predvulkanického podložia. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Konečný, V. a Lexa, J., 1979: Štruktúrne-geologická schéma stredoslovenských neovulkanitov v mierke 1 : 1 000 000. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Konečný, V. a Lexa, J., 1979: Štruktúrne-geologická schéma stredoslovenských neovulkanitov v mierke 1 : 100 000. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Konečný, V. et al., 1983: Vysvetlivky k listu 36-323 Zvolen. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Konečný, V., Lexa, J. a Planderová, E., 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. Západ. Karpaty. *Sér. Geol. (Bratislava)*, 9, 1–205.
- Konečný, V., Lexa, J. a Hók, J., 1993: Geologická mapa centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu v mierke 1 : 10 000, vysvetlivky. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Konečný, V. et al., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Štiavnických vrchov a Pohronského Inovca 1 : 50 000. Bratislava. GS SR.
- Konečný, V., Bezák, V., Halouzka, R., Žáková, E., Štohl, J., Onačila, D., Marcin, D., Panáček, A., Konečný, P. a Iglárová, L., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Javoria 1 : 50 000. Bratislava, GS SR.
- Koutek, J., 1931: La Fenetre de Staré Hory. *Knih. St. geol. Úst. Ćs. Republ. (Praha)*, 13, 253–261.
- Koutek, J., 1937: O tektonickém okně starohorském u B. Bystrice. *Sbor. Št. ban. Muz. (Banská Štiavnica)*, 1.
- Kováč, P. a Hók, J., 1993: The Central Slovakia Fault System – field evidence of a strike slíp. *Geol. Carpath. (Bratislava)* 44, 155–159.
- Krahulec, P. et al., 1978: Minerálne vody Slovenska. Martin, Osveta.
- Král, J. a Štarková, Dž., 1995:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  datovania vybratých minerálov z kryštalinika tatrika a veporika. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Král, V. a Flimel, J., 1960: Výpočet zásob – Horná Štubňa – stavebný kameň. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Kraus, I. a Šamajová, E., 1980: Minerálne zloženie a genéza ílových surovín, zeolitov a perlitov. Záverečná správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Kraus, I. a Šamajová, E., 1982: Minerálne zloženie a genéza ložísk ílových surovín na JZ okraji Kremnických vrchov. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 14, 403–420.
- Kraus, I. a Šamajová, E., 1984: Mineralogický výskum ložíška Jelšov ý potok-sever. Manuskript – Katedra nerastných surovín PriF UK, Bratislava.
- Kraus, I., Šamajová, E., Šucha, V., Lexa, J. a Hroncová, Z., 1994: Diagenetic and hydrothermal alterations of volcanic rocks into clay minerals and zeolites (Kremnické vrchy mts., the Western Carpathians). *Geol. Carpath. (Bratislava)*, 45, 151–158.

- Krist, E., 1960: Príspevok k petrografii granodioritov biotitických, kremitých porfýrov a porfýroidov v oblasti obce Lieskovec. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 4, 245–254.
- Kubíny, D., 1964: Správa o geologickom mapovaní v Starohorskom pohorí. Spr. geol. Výsk. v rokoch 1963 (Bratislava), 2, 92–93.
- Kullman, E., Gazda, S., Škvarka, L. et al., 1978: Vysvetlivky k základnej hydrogeologickej mape 1 : 200 000, list B. Bystrica. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Kullman, E., Kullmanová, A., Biely, A., Vrana, K. a Gašpariková, V., 1983: Zhodnotenie hydrogeologických pomerov mezozoika južných svahov Nízkych Tatier s ocenením prognózných zdrojov a využiteľných množstiev podzemných vôd. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Kullman, E., Gazda, S., Škvarka, L. a Dovina, V., 1978: Základná hydrogeologická mapa 1 : 200 000, list 36 Banská Bystrica. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Kuthan, M. et al., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape 1 : 200 000 M-34-XXXII, Zvolen. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Kyselica, M. a Finka, O., 1977: Kremnica Au-Ag k 1. 1. 1977. (Likvidačný výpočet zásob). Rudné bane. n. p., závod Kremnica. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Lacika, J., 1997: Morfoštruktúry Kremnických vrchov. Geogr. Čas. (Bratislava), 49, 19–31.
- Lacko, L., Sýkora, J. a Valko, P., 1976: Záverečná správa a výpočet zásob – Baďin – Skalica – stavebný kameň. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Lauko, V., 1982: Slaská – Kosorín, vyhodnotenie spoločnej čerpacej skúšky. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Lexa, J., 1966: Niektoré možnosti využitia slichovej metódy v geologickom výskume. Diplomová práca. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Lexa, J., 1971: Stratovulkán bazaltoidného andezitu v severnej časti Kremnického pohoria. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 55, 139–146.
- Lexa, J., 1971: Formy ryolitových telies v okolí Žiaru nad Hronom. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 56, 67–80.
- Lexa, J., 1971: Stratovulkán bazaltoidného andezitu v severnej časti Kremnického pohoria. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 55, 139–146.
- Lexa, J., 1975: Geologická stavba neovulkanického komplexu severnej časti Kremnického pohoria. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Lexa, J., 1976: Vysvetlivky k listu M-34-110-D-b (Horná Štubňa). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Lexa, J., 1978: Geológia a petrografia mladých vulkánov severnej časti Kremnického pohoria. Kand. dizert. práca. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Lexa, J., 1979: Vyhodnotenie štruktúrneho vrtu LX-5 (Kremnica). Čiastková záver. správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Lexa, J., 1979: Vysvetlivky k listu M-34-110-D-d (Kremnica). Čiastková záver. správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Lexa, J. a Hojstričová, V., 1980: Litologické a petrografické štúdium Turčeckej formácie Kremnických vrchov. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Lexa, J., Rakús, M., Hojstričová, V., Dovina, V. a Halouzka, R., 1982: Vysvetlivky k listom 36-132 (Horná Štubňa) a 36-134 (Kremnica). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.



- Lexa, J., Havrila, M., Halouzka, R., Hojstričová, V., Dovina, V., Filo, M., Šefara, J. a Knésl, J., 1983: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000, listy 36-143 (Banská Bystrica) a 36-321 (Sliach). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Lexa, J., Rakús, M., Gross, P., Samuel, O., Gašpariková, V., Planderová, E., Snopková, P., Hojstričová, V., Stankovič, J., Dovina, V., Šarišská, M. a Lajčák, Š., 1983: Vyhodnotenie vrtu LX-15 Kremnica. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Lexa, J., Hojstričová, V., Halouzka, R., Dovina, V., Šucha, P., Onačila, D. a Planderová, E., 1984: Vysvetlivky k listu 36-312 Stará Kremnička. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Lexa, J. a Hojstričová, V., 1985: Geochémia vulkanických formácií a komplexov Kremnických vrchov. In: Hojstričová, V. et al.: Základná geochemická charakteristika hlavných formácií, komplexov a profilov stredoslovenských neovulkanitov (Javorie, Kremnické vrchy, Pohronský Inovec). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Lexa, J., Konečný, V., Halouzka, R., Brlay, A., Dovina, V., Šucha, P. a Šefara, J., 1986: Vysvetlivky k listu 36-314 Žiar nad Hronom. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Lexa, J., Blaško, D., Filo, M., Hroncová, Z., Hruškovič, S., Knésl, J., Knésllová, A. a Stolár, M., 1989: Vysvetlivky k regionálnej mape ložísk a prognóz nerastných surovín Kremnické vrchy. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Lexa, J. a Konečný, V., 1997: Neovulkanity. In: Rakús, M. et al.: Geodynamický model Západných Karpát. Záverečná správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Lexa, J., Konečný, P., Hojstričová, V., Konečný, V. a Köhlerová, M., 1997: Petrologický model štiavnického stratovulkánu. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Linkošová, M., Knésl, J. a Kozáč, J., 1968: Badín – andezit – záverečná správa z ťažobného prieskumu s výpočtom zásob. Stav k 15. 7. 1968. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Lizoň, I., 1973: Teplotné pole stredoslovenských neovulkanitov. Rigor. Práca. Manuskript – archív GS SR Bratislava.
- Losert, J. a Náprstek, V., 1957: Výsledky geologického mapování mezi Badínem a Tajovem a B. Bystricou. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 11, 135–144.
- Ložek, V., 1973: Příroda ve čtvrtohorách. Praha, Academia, s. 372.
- Maheľ, M. et al., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 XXVI Banská Bystrica. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Maheľ, M., 1959a: Nové členenie a pohľad na historicko-geologický vývin mezozoika Centrálnych Karpát. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 55, 61–81.
- Maheľ, M., 1959b: Nová jednotka v Západných Karpatoch. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 51, 3–52.
- Maheľ, M., 1964: Severogemeridné a hronské synklinórium v Centrálnych Karpatoch. Čas. Mineral. Geol. (Praha), 9, 393–401.
- Maheľ, M., Brestenská, E., Buday, T., Čechovič, V., Eliáš, K., Franko, O., Hanáček, J., Kamenický, L., Kullman, E., Kuthan, M., Matějka, A., Mazúr, M. a Salaj, J., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Žilina. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 272 s.
- Maheľ, M., Buday, T., Cícha, F., Hanzlíková, E., Chmelík, F., Koráb, T., Kuthan, M., Nemčok, J., Pícha, F., Roth, Z., Seneš, J., Scheibner, E., Stránik, Z., Vaškovský, F. a Žebera, K., 1967: Regionálna geologie ČSSR II: Západní Karpaty I. Praha, 496 s.

- Májovský J. a Husák L., 1973: Výskum minerálnych vôd v pohorí – geofyzikálne merania. Manuskript – archív Geocomplexu, Bratislava.
- Malgot, J., Baliak, F., Čabalová, D., Mahr, T. a Nemček, A., 1973: Mapa svahových deformácií Handlovskej kotliny. Bratislava.
- Malgot, J., Baliak, F. a Mahr, T., 1976: Mapa svahových porúch na východnom okraji Kremnického pohoria. Bratislava.
- Malgot, J. a Baliak, F., 1977: Vplyv hydrogeologických podmienok na vznik gravitačných porúch východných svahov Kremnických hôr. Miner. Slov. (Spišská Nová Ves), 9, 5.
- Marschalko, R., 1968: Facies Distributions, Paleocurrents and Paleotectonics of the Paleogene Flysch of Central West-Carpathians. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), XIX, 1.
- Mašíň, J. et al., 1963: Aeromagnetická mapa ČSSR v měřítku 1 : 200 000. Manuskript – archív Geocomplexu, Bratislava.
- Matějka, A., 1924: Příspěvky k poznání paleogénu a mezozoika v kotlinách Turčanské a Handlovské na Slovensku. Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 4, 44–100.
- Matějka, A., 1931: Geologie de la Vallée du Hron dans les environs de B. Bystrica. Kniha. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 13 A, 223–228.
- Matolín, M., 1973: Interpretace aeroradiometrické mapy ČSSR, M = 1 : 200 000, Západní Karpaty. Manuskript – archív Geofyziky, Brno.
- Matula, M. et al., 1961: Inžiniersko-geologické pomery v oblasti Zvolenskej kotliny. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Matula, M., 1977: Regionálna inžinierska geológia Slovenska. Bratislava, Vyd. UK.
- Mayer, P., 1959: Geologické pomery území mezi Šalkovou, Čerínem a Hronskem JV od B. Bystrice. Dipl. Práce. PF KU, Praha.
- Mazúr, E. a Lukniš, M., 1978: Regionálne geomorfologické členenie SSR. Geogr. Čas. (Bratislava), 30, 2, 101–125.
- Mazúr, E. a Lukniš, M., 1980: Regionálne geomorfologické členenie. Mapa zo súboru „Regionálna geografická syntéza SSR“. Bratislava. Geogr. Úst. Slov. Akad. Vied.
- Mazúrová, V., 1978: Terasy riek československých Karpát a ich vzťah k terasám Dunaja. Geogr. Čas. (Bratislava), 30, 4, 281–301.
- Michalík, J., 1976: Charakteristický profil fatranskými vrstvami najvyššieho triasu krížňanského príkrovu v závere Dedošovej doliny (Gaderská dolina, Veľká Fatra). Kmetianum (Martín), 4, 125–143.
- MIKO, O. a Határ, J., 1976: Kryštalínium Žiaru: nové poznatky o stavbe; akcesorické minerály. Miner. Slov. (Bratislava), 8, 335–354.
- Mušák, L., Kozáč, J. a Barkáč, Z., 1968: Záverečná správa: Horná Štubňa – stavebný kameň – ťažobný prieskum. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, č. 20411.
- Mušák, L., Kozáč, J. a Barkáč, Z., 1980: Záverečná správa Horná Štubňa – stavebný kameň – podrobný prieskum. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Myslil, V. a Franko, O., 1968: Ground water and Mineral waters of Czechoslovakia. Int. Geol. congress. XXII session, Guide to excursion 21 AC. UUG, Praha.
- Nemček, A., 1951: Geologický popis povodia Hrona. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Nemček, A., 1957: Vplyv geologických štruktúr na morfologický vývoj doliny Hrona. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 8, 2.

- Nemčok, A., 1961: Inžiniersko-geologické podmienky pre budovanie vodných diel na Hrone. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 23.
- Nemčok, A., 1982: Zosuny v slovenských Karpatoch. Bratislava, Veda.
- Nemčok, M., 1985: Geologické pomery mezozoika na juhu pohoria Žiar. (Diplomová práca). Manuskript – archív Katedry geol. a paleont. PriF UK, Bratislava.
- Nemčok, M. a Lexa, J., 1990: Evolution of the basin and range structure around the Žiar mountain range. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 41, 229–250.
- Nemčok, M., Hók, J., Kováč, P., Marko, F., Madarás, J. a Bezák, V., 1993: Tektonika Západných Karpát v terciéri. In: Rakús, M. a Vozár, J. (Eds.): Geodynamický vývoj a hlbinná stavba Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 263–268.
- Obernauer, D. a Šefara, J., 1970: Kremnické pohorie – Hg – VP, gravimetrické mapovanie. Manuskript – archív Geocomplexu, Bratislava.
- Okál, B. a Filo, M., 1986: Kremnické pohorie, Co-Mo-Au-Ag rudy. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Onačiča, D., 1984: Vysvetlivky k mapám nerastných surovín, list 36-312 Stará Kremnička. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Otepka J. et al., 1991: Žiarska kotlina, prieskum a sanácia zosuvov. IGHP Bratislava.
- Orlický, O., 1992: Paleomagnetizmus – Kremnické vrchy. Manuskript – archív Geocomplexu, Bratislava.
- Pacltová, B., 1966: Výsledky mikropaleontologických štúdií chatt-akvitánskeho souvrství na Slovensku. Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd (Praha), 76, 13, 3–68.
- Pagáč, P., 1970: Paleomagnetický výskum neovulkanitov Kremnických hôr. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 46.
- Pagáč, P., 1970: Paleomagnetism of the neovolcanics of the Kremnické hory Mts. Contr. Geol. Inst. Slov. Acad. Sci. (Bratislava), 2, 51–65.
- Panáček, A., 1978: Zhodnotenie výsledkov geoelektrických a geomagnetických meraní za rok 1977 – oblasť Kremnica-juh. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Panáček, A. Pospíšil, L. a Lexa, J., 1980: Geophysical interpretation of the intrusive complex in the Kremnica area. Miner. Slov. (Bratislava), 12.
- Peccerillo, A. a Taylor, S. R., 1976: Geochemistry of Eocene clac-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contr. Mineral. Petrology (Berlin – New York), 58, 63–81.
- Peržel, M., 1967: Geologický výskum mezozoika juhozápadnej časti Veľkej Fatry. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Pirman, I., Frnčo, M., Vrábľová, M. a Drahoš, M., 1986: VN Turček – predbežný hydro-geologický prieskum. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Planderová, E., 1966: Mikropaleobotanické spracovanie terciérnych sedimentov z oblasti vnútrokarpatských kotlín na Slovensku. Biologické práce (Bratislava), XII, 3, 1–92.
- Planderová, E., 1974: Poznámky o veku starohorského paleozoika na základe palinologického výskumu. Miner. Slov. (Bratislava), 6, 1, 63–72.
- Planderová, E., Pulec, M., Samuel, O. a Váňová, M., 1973: Poznámky k litologicko-stratigrafickým pomerom banskobystrickej a zvolenskej kotliny. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 30, 147–159.
- Planderová, E., Konečný, V. a Lexa, J., 1979: Stratigrafia stredoslovenských neovulkanitov. Záverečná správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.



- Polák, M., 1978: Vysvetlivky k základnej geologickej mape ČSSR 1 : 25 000, list Borišov. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 38 s.
- Polák, M., 1990: Tektonické okná obalovej sekvencie Veľkej Fatry. Miner. Slov. (Bratislava), 22, 527–532.
- Polák, M. a Bujnovský, A., 1979: The Lučivná formation (New designation of a formal lithostratigraphical unit of the Lower Cretaceous of envelope groups in the West Carpathians). Geol. Práce. Spr. (Bratislava), 73, 61–70.
- Polák, M., Havrila, M., Filo, I. a Pevný, J., 1996: Gader limestones – a new lithostratigraphic unit of the Hronicum in the Veľká Fatra Mts. and its extension in Western Carpathians. Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 3–4, 293–310.
- Polák, M., Bujnovský, A., Kohút, M., Pristaš, J., Filo, I., Havrila, M., Vozárová, A., Vozár, J., Kováč, P., Lexa, J., Rakús, M., Malík, P., Liščák, P., Hojstričová, V., Žáková, E., Siráňová, Z., Boorová, D. a Fejdiová, O., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Veľkej Fatry 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, 281 s.
- Polák, S., 1957: Turček – Krahule – alunit – VP. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Polášková, M., 1967: Vodárenská nádrž na Turci: etapa orientačný prieskum. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Pulec, M., 1965: Geologický výskum centrálno-karpatského paleogénu v oblasti Horehronia. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Pulec, M., 1966: Geologický výskum terciéru vnútorných kotlín Centrálnych Západných Karpát. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Rakús, M., 1969: Amonity liasu centrálneho pásma Západných Karpát. Kandid. dizert. práca. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Rakús, M., 1977: Nález morského spodného miocénu pri Čremošnom (jz. časť Veľkej Fatry). Geol. Práce. Spr. (Bratislava), 67, 287–288.
- Rakús, M., Miko, O. a Havrila, M., 1984: Tektonická mapa Žiaru (prvý variant) 1 : 100 000. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Repčok, I., 1981: Datovanie niektorých stredoslovenských neovulkanitov metódou stôp po delení uránu. Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava), 8.
- Repčok, I., 1982: Datovanie neovulkanitov Západných Karpát metódou stôp po delení uránu. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Repčok, I., 1984: Datovanie neovulkanitov Západných Karpát. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Riemont, V., 1968: Kremnica – Sb. Záver. správa s výpočtom zásob v oblasti Šturca. Manuskript – archív GS SR, Spišská Nová Ves.
- Riemont, V., 1969: Kremnica – Au – Ag – záverečná správa s výpočtom zásob. Manuskript – archív GS SR, Spišská Nová Ves.
- Rohalová, M. a Hasch, J., 1970: Štúdiá preskúmanosti štrkopieskov v povodí Hrona a jeho prítokov. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Smirnov, I. V., 1976: Geologija poleznych iskopajemych. Moskva, Nedra.
- Smiešková, K., 1984: Posudok Ráztočno – Lazy, dolomit. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Stolečňan, J. et al., 1980: Vodná nádrž Turček. Záverečná správa. IGHP, Žilina. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Sýkora, M., 1975: Geologické pomery SZ časti Veľkej Fatry. Rigorózna práca. Manuskript – archív PriF UK, Bratislava.

- Šalagová, V., Berecko, I. a Gálisová, M., 1997: Neovulkanity Kremnických vrchov – severná časť. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Šalanský, K. a Beneš, L., 1970: Aeromagnetické měření středoslovenských neovulkanitů. Manuskript – archív Geofyziky, a. s., Brno.
- Šamajová, E. a Kraus, I., 1984: Prognózne oblasti slovenských zeolitov a možnosti ich využitia. Zborník prednášok z konferencie Sloveo 84 Vysoké Tatry, ČS VTS.
- Šalanský, K., 1970: Aeromagnetická měření v oblasti středoslovenských neovulkanitů. Manuskript – archív Geocomplexu, Bratislava.
- Šefara, J., Filo, M. a Husák, L., 1975: Geofyzikálny výskum podložia stredoslovenských neovulkanitov. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Šefara, J. a Komora, J., 1983: Geofyzikálny výskum badínskej uhoľnej panvy. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Šefara, J., Filo, M. a Husák, L., 1976: Geofyzikálny výskum podložia stredoslovenských neovulkanitov. Závěrečná správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Šefara, J., Bielik, M., Bodnár, J., Čížek, P., Filo, M., Gnojek, F., Grecula, P., Halmešová, S., Husák, L., Jánošík, M., Král, M., Kubeš, P., Kucharič, L., Kurkin, M., Leško, B., Mikuška, J., Muška, P., Obernauer, D., Pospíšil, L., Putiš, M., Šútor, A. a Velich, R., 1987: Štruktúrno-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát pre účely prognózovania ložísk. Bratislava, Geocomplex.
- Šibrava, V., 1972: Zur Stellung der Tschechoslowakei in Korrelierungssystem des Pleistozäns in Europa. Sbor. geol. Věd. Antropozoikum (Praha), 8, 218 s.
- Šibrava, V., 1980: Stratigrafické vzťahy kvartéru Európy a mimoeurópskych oblastí. Sbor. geol. Věd. Antropozoikum (Praha), 13, 7–36.
- Šimon, L., 1991: Faciálny model formácie Kľakovskej doliny južne od Handlovej. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 57 s.
- Šimon, L., Lexa, J., Halouzka, R., Macinská, M., Jánová, V., Vranovská, A., Stolár, M., Ďurkovičová, J., Vozár, J., Novosad, P., Sládková, M. a Wiegerová, V., 1991: Vysvetlivky ku geologickej mape 36-311 Janova Lehota. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 107 s.
- Šimon, L., Elečko, M., Gross, P., Kohút, M., Miko, O., Pristaš, J., Lexa, J., Mello, J., Hók, J., Macinská, M., Köhler, E., Jánová, V., Raková, J., Snopková, P., Samuel, O., Stolár, M., Vozár, J., Kováč, P., Vass, D., Marcin, D., Ďurkovičová, J., Sládková, M. a Wiegerová, V., 1994: Vysvetlivky ku geologickým mapám 36-133 (Handlová), 35-244 (Prievidza-4), 36-131 (časť Ráztočno). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Šimon, L., Elečko, M., Lexa, J., Kohút, M., Halouzka, R., Gross, P., Pristaš, J., Konečný, V., Mello, J., Polák, M., Vozárová, A., Vozár, J., Havrila, M., Köhlerová, M., Stolár, M., Jánová, V., Marcin, D. a Szalaiová, V., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, 281 s.
- Škvarka, L., 1980: Hydrogeologické pomery Žiarskej kotliny. Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol. (Bratislava), 2.
- Škvarka, L. a Gazda, S., 1974: Doterajšie poznatky o hydrogeologických pomeroch Žiarskej kotliny. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Škvarček, A., 1973: Náčrt kvartérneho vývoja horského úseku doliny Hrona. Geogr. Čas. (Bratislava), 25, 2.
- Šouba, M., 1956: Horná Štubňa – průzkum andezitu. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

- Štohl, J., 1976: Mineralization of the Central Slovakia Neogene Volcanic Field related to the Central Carpathian lineament. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Lož. (Bratislava)*, 2, 7–40.
- Štohl, J. a Lexa, J., 1987: Prognózy Cu-porfýrových rúd neovulkanitov Slovenska z hľadiska najnovších poznatkov o genéze tohoto typu zrudnenia. In: *Geologická stavba Západných Karpát vo vzťahu k prognózam nerastných surovín. Košice*, 155–174.
- Štohl, J., Lexa J., Kaličiak, M. a Bacsó, Z., 1994: Genesis of stockwork base metal mineralizations in the Neogene volcanics of West Carpathians. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 26, 75–117.
- Štubňa, S., 1985: Kremnica – Šturec. Au-Ag rudy, podrobný prieskum, stav k 31. 12. 1985. Záverečná správa a výpočet zásob. Manuskript – Rudné bane, Kremnica.
- Štúr, D., 1860: Jura in Nordwest. Ungarn. *Jahrbuch z. z. Geol. R-A eichsatz Jhg*, 11.
- Štúr, D., 1868: Správa o geologickom mapovaní na hornom Považí a Horehroní. *Práce D. Štúra (preklad 1960, Bratislava)*, 182–268.
- Šuba, J., Bujalka, P., Hanzel, V. et al., 1982: Hydrogeologické rajóny SR. Bratislava, SHMÚ.
- Šubjak, K., 1961: Záverečná správa: Horná Štubňa – Ryolitové tufy. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Ťapák, M., 1979: Dielčia správa: Badín – Sielnica – Turová, štúdia hnedé uhlie. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Velký, P., Maťo, L., Malý, J. et al., 1989: Ročná správa o geologicko-prieskumných prácach na úlohe Kremnické Bane – Šturec-sever – VP. Správa za rok 1988. Manuskript – archív GS SR, Spišská Nová Ves.
- Vozárová, A. a Vozár, J., 1988: Late Paleozoic in West Carpathians. Bratislava, Geol Úst. D. Štúra, 314 s.
- Windakiewicz, E., 1866: Gold und Silber Bergbau zu Kremnitz in Ungarn. *Jd. K.-Kön. geol. Reichsans. (Wien)*, Band XVI, Heft II.
- Zakovič, M., 1979: Minerálne vody v oblasti Zvolena. Zborník 7. hydrogeologickej konferencie, Ústí nad Labem.
- Zakovič, M., 1979: Hydrogeologické vyhodnotenie Zvolenskej kotliny z hľadiska výskytu minerálnych vôd. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Záruba, Q., Pfeffermann, Q. a Andrusov, D., 1937: Geologické pomery území projektované dráhy B. Bystrica – Diviaky. *Zpr. želez. inž.*, XIV, 9, 11, 3–15.
- Záruba, Q., Pfeffermann, Q. a Andrusov, D., 1939: Srovnání geologických profilů Harmaneckým tunelem na dráze B. Bystrica – Diviaky. *Zvláštní otisk čas. Technický obzor*, XLVII, 1–6.
- Zbořil, L., Forgáč, J. a Bodnár, J., 1969: Geofyzikálne mapovanie Kremnického pohoria. *Geofyzika Bratislava*. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Zbořil, L., Filo, M. a Májovský, J., 1971: Geofyzikálny výskum stredoslovenských neovulkanitov *Geofyzika Bratislava*. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Zborník referátov z odborného seminára konaného v dňoch 7.–9. 1980. Zvolen. Geofyzikálny výskum neovulkanitov Západných Karpát. Vyd. Geofyzika, n. p. Brno, závod Bratislava.
- Zuberec, J., 1983: Geologicko-ložiskové pomery ílovitých surovín, perlitov a limno-kvarcitov Kremnických a Štiavnických hôr. Kandid. dizert. práca. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.



- Zuberec, J. a Očenáš, D., 1971: Záverečná správa s výpočtom zásob, Jelšovský potok – bentonit. Stav k 30. 10. 1971. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Zuberec, J. a Očenáš, D., 1972: Záverečná správa s výpočtom zásob, Jelšovský potok – bentonit – podrobný prieskum. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Zuberec, J. a Sýkora, J., 1975: Dielčia závarečná správa a výpočet zásob Jelšovský potok-sever, Podháj – VP. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Zuberec, J. a Sýkora, J., 1980: Závarečná správa s výpočtom zásob, Žiarska kotlina – keramické suroviny – VP. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Zuberec, J., Hroncová, Z., Sýkora, J. a Valko, P., 1980: Závarečná správa s výpočtom zásob, stredoslovenské neovulkanity – perlity a pemzy, Lehôtka p. Brehy, Jastrabá – VP. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

## SUMMARY

The Kremnické vrchy mountain range extends in the northern part of the Central Slovakia Neogene Volcanic Field. Its name comes from the famous mining town of Kremnica. One thousand years of gold and silver mining is reflected also in a rich history of montanistic and geologic exploration.

The geological map of Kremnické vrchy Mts. at the scale 1 : 50 000 is a result of systematic geological mapping and research by a team of the Dionýz Štúr Institute of Geology (nowadays The Geological Survey of Slovak Republic) during the years 1968–1994. With an exception of the area west of Banská Bystrica built up by Mesozoic rocks, the map is compiled on the basis of new geological maps at the scale 1 : 25 000, which are deposited in the archive of the Geological survey.

## GEOLOGIC STRUCTURE

Geological structure of the Kremnické vrchy mountain range and of the adjacent depressions is made up of: (1) *paleo-Alpine units of the Central Western Carpathians – Tatricum, Veporicum and Hronicum*; (2) *Central Carpathian Paleogene rocks*; (3) *Miocene volcanic and sedimentary rocks* and (4) *Pliocene and Quaternary deposits*. It should be noted that the geological structure was distinctly affected by Tertiary extensional tectonics, which led to the dissection of the region into horsts and grabens. Morphostructure of the pre-Tertiary basement is dominated by the N–S trending Kremnica graben whose subsidence amplitude ranges between 1200 and 1 500 m. Northwards it joins the Turiec basin graben and southwards the Žiar basin graben. These grabens are asymmetric, their western sides being distinctly downthrown. In the central part of the Kremnica graben there is a partial Kremnica horst whose structure is asymmetric in the same way. The asymmetric halfgraben of the Zvolen basin is tilted eastwards.

## PRE-TERTIARY BASEMENT – PALEO-ALPINE UNITS

The paleo-Alpine units crop out around volcanics in the W, N, and NE sections of the region. Geophysical data and boreholes indicate that the geological structure of the pre-Tertiary basement covered by volcanic rocks does not differ from that known from the periphery of the Central Slovakian Neogene Volcanic Field.

### **Tatricum Unit**

The only exposure of the Tatricum Unit rocks is that in the horst of the Žiar mountain range. In the remaining parts of the region the Tatricum is overlain by the Krížna nappe. The extent of the Tatricum Unit under the Krížna nappe is limited in the SE by the basement of the Veporicum Unit (in a nappe position), which roughly follows the line connecting Riečka – Králiky – Nevolné – Bartošova Lehôtka – Lutíla villages. In the area under study, The Žiar Mts. Hercynian basement is represented by biotite paragneisses. In the south, the basement of sedimentary envelope is represented by two-mica granites

which contact the paragneisses along a NNW – SSE running fault. Sedimentary envelope of the crystalline rocks is made up of tectonically reduced *Ráztlačno succession*, which is represented by Middle Triassic *Gutenstein limestones*, Middle and Late Triassic *Ramsau* and *Haupt-dolomites*, *Carpathian Keuper*, Jurassic limestones, and Early Cretaceous rocks of the *Poruba Formation*.

### **Veporicum Unit**

In the central and NW parts of the region, the Veporicum Unit is represented by *Křížna nappe* rocks, while in the SE part by both, crystalline basement and their Late Paleozoic and Mesozoic sedimentary envelope. Rocks of the Veporicum and overlying Hronicum Units are slightly deformed into a system of anticlinal and synclinal structures. In the anticlinal sections, the Veporicum Unit (*Křížna nappe*) crops out as tectonic inliers, while in the synclinal sections it is overlain by 300 – 600 m thick

### **Hronicum Unit rocks**

In its root part, i. e. along the line connecting Riečka – Králiky – Nevolné – Bartošova Lehôtka – Lutilla, the *Křížna nappe* has a stratigraphic range Permian – Early Cretaceous, while toward SE it also includes parts of underlying crystalline rock assemblage. Duplexes, reduced sequences and deformation accompanied by weak metamorphic effects are here characteristic features. In the NW part of the region, the stratigraphic range of the *Křížna nappe* is reduced to Middle Triassic – Early Cretaceous with frequent tectonic reduction of Jurassic members. In the SE part of Kremnické vrchy volcanics and below the fill of the Zvolenská kotlina depression, crystalline basement of the northern Veporicum is covered discontinuously by Permian volcanics and by a tectonically reworked sequence of the Veľký Bok series.

### **Hronicum Unit**

The Hronicum Unit rocks form an almost continuous, 300–600 m, scarcely more than 1000 m thick horizon in the overlier of the Veporicum Unit, disrupted in the anticlinal parts and in the deep valleys by tectonic inliers. The Hronicum Unit represents a system of partial nappes that are, to date, neither exactly defined, nor is their extent and stratigraphic content well delineated through detailed geological mapping. In the northern part of the region there dominates the *Šturec nappe*, composed of a sequence of Early Anisian *Gutenstein dolomites*, Anisian *Gutenstein limestones*, Anisian *Ramsau dolomites*, a massive formation of Pelsonian to Illyrian *Gader limestones*, Anisian to Ladinian *Reifling limestones*, Ladinian to Carnian *Wetterstein limestones and dolomites*, Carnian *Lunz Member* and, in the topmost position, of the Carnian to Norian *Hauptdolomites*, West of Banská Bystrica and below the southern part of the Kremnické vrchy volcanics and above the lower, there are two partial nappes of the Hronicum Unit: the lower one, represented by Middle to Late Triassic dolomites with a thin, discontinuous bed of the *Lunz Member*, by *Kössen Member* and locally also by the Late Triassic *Dachstein limestones*; the upper one represented by Late Paleozoic *Malužiná* and *Nižná Boca Formations*.



## PALEOGENE

In the area of tectonically limited downthrown blocks around Kordíky and Handlová there occur a few hundreds of meters thick rocks of the *Sub-Tatric group* (Inner Carpathian Paleogene), which are connected below volcanic rocks of the central part of Kremnické vrchy. They are represented by the basal *Borové Formation*, composed alternatively of polymict to carbonate conglomerates, carbonate breccias, calcareous (foraminifera) sandstones and by the *Huty (and Zuberec?) formations* comprising claystones and sandstones that have locally breccia and conglomerate intercalations of the *Terchová Formation*. Their age ranges between Upper Eocene and Oligocene. In the Handlová area there are sandstones of the Egerian age, which rest on various members of the *Sub-Tatric group* as an independent, younger sedimentary cycle.

## MIOCENE

There are only a few, isolated relics of Eggenburgian sandy and organogenic limestones south of Čremošné. The *Čausa Formation* in the Handlovská kotlina depression, wedges out eastwards and does not extend under the Kremnické vrchy volcanics.

Miocene rocks in the area under study are represented mainly by the Badenian to Pannonian volcanics of the Kremnické vrchy, but marginally also by the Vtáčnik volcanoes, Štiavnica stratovolcano and Javorie stratovolcano. Badenian to Pannonian sediments crop out together with the volcanic formations in the adjacent Turiec, Žiar and Zvolen basins.

### **Kremnické vrchy volcanics**

The structure and succession of Kremnické vrchy volcanics is not uniform, but depends on the location of volcanic centres and on the mentioned tectonic dissection, responsible for the basin and range morphology. Whereas in the Kremnica graben there are relatively thick Badenian volcanic formations of the pre-graben stage (*Zlatá Studňa Fm.*) and as much as 1 000 m thick graben fill formations (*Turček Kremnický štít Fms.*), in its surroundings these volcanic formations are missing, or their thickness is reduced and the Sarmatian *Remata*, *Flochová*, *Sielnica* and *Turová Formations* predominate, their centres being situated along the marginal faults of the graben.

Early Badenian *Kordíky Formation* represents the base of the volcanics. This formation is alternatively represented by nonvolcanic and tuffitic claystones, siltstones and sandstones, reworked tuffs, epiclastic volcanic sandstones, carbonaceous claystones with coal intercalations and by conglomerate beds with nonvolcanic material. In the S and SW parts of the region there predominate laminated claystones, siltstones and fine sandstones, which were deposited in a marine environment.

The *Kordíky Formation* is overlain by extrusive bodies of amphibole-pyroxene andesites, locally containing accessory garnet. The *complex of andesites with garnet* isn't continuous and east of Handlová it is strongly disrupted by landsliding.

The *Zlatá Studňa Formation* of Badenian age represents the relics of an extensive stratovolcano composed of pyroxene and amphibole-pyroxene andesites, whose centre was situated in the Kremnica area. In the central zone (in an uplifted block of the

Kremnica horst) the Zlatá Studňa Formation is represented by an intensively altered complex of intrusive rocks with relics of volcanic structure. Predominant rock types are compact and propylitized andesite porphyry sills and lacoliths, among which the relics of intensively altered andesite lava flows and volcanoclastics occur. In the deeper horizon of the central zone, intrusions of diorite porphyries, diorite and gabbrodiorite were also intersected.

In an uplifted block east of the Kremnica graben, the *Zlatá Studňa Formation* has a typical, stratovolcanic structure. It is made up of alternating lava flows, pyroclastic flows and epiclastic volcanic breccias of pyroxene and amphibole-pyroxene andesites. Eastwards and southeastwards, the thickness of the formation decreases, as does the number of lava flows and grain-size of epiclastic volcanic breccias. In turn, the amount of fine epiclastic volcanic breccias, conglomerates and sandstones increases. Here, at the base of the formation, we have defined the *Suchý vrch Complex*, made up mainly of brecciated lava flows and hyaloclastite breccias of pyroxene andesites, which indicate the onset of volcanic activity in a subaquatic environment.

The *Turček Formation* is represented by a lithologically variable suite of lava flows, hyaloclastite breccias, autochthonous and reworked pyroclastic rocks and epiclastics of basalts, basaltic andesites, pyroxene andesites and leucocratic andesites that forms basal, as much as 600 m thick part of the Kremnica graben and of Žiar basin fills.

The *Kremnický štít Formation* represents the upper part of as much as 500 m thick fill of the Kremnica graben. This formation, which has a character of effusive complex of pyroxene, amphibole-pyroxene and biotite-amphibole--pyroxene andesites with flows 30–150 m thick, is spatially constrained to this fill.

The *Krahule Formation* is composed of products of extrusive activity of biotite-amphibole andesites, which followed the north-south running Ihráč fault system. We presume that a relationship existed with the Studenec Formation of the Štiavnica stratovolcano and its magmatic source. The formation comprises two extrusive bodies, several dikes and sporadic epiclastic volcanic breccias.

To the *Flochová and Remata Formations* we assign the relics of Sarmatian pyroxene andesite stratovolcanoes situated in the N and W parts of the Kremnické vrchy mountain range. Central zones are made up of alternating, thin, strongly brecciated lava flows and of pyroclastics with periclinal dips. In proximal zone there prevail lava flows, pyroclastic flows (R. F.) and epiclastic volcanic breccias that grade into conglomerates and sandstones in the distal zone.

The *Sielnica Formation* is made up of a suite of lava flows, pyroclastic flows, and epiclastics of amphibole-pyroxene andesite rich in pumice in the SE part of the Kremnické vrchy mountain range, with volcanosedimentary rocks at the base. We presume that the volcanic centre was situated near Turová, where the extrusive andesite body lies now.

The *Turová Formation* is represented by the products of volcanism of dark pyroxene andesites that occur in the overlier of the Sielnica Formation in SE part of the Kremnické vrchy mountain range. In the surroundings of Turová, central zone of this formation is made up of necks and pyroclastic flows. In the proximal zone reworked pyroclastics, epiclastic volcanic breccias and sandstones occur, grading eastwards into conglomerates and relatively finer sandstones, indicating a transition into volcanosedimentary beds of the Zvolenská kotlina depression.

The *Jastrabá Formation* is composed of rhyolitic volcanism products of the Late Sarmatian age represented by a suite of extrusions, lava flows, tuffs and epiclastics, which form a continuous, 100–300 m thick complex in the Žiar Basin graben in the S part of the Kremnické vrchy mountain range. To the Jastrabá Formation we also assign dikes of rhyolites to granite porphyries in the area of Kremnica epithermal gold deposit, which is genetically related to the rhyolite volcanism.

The *Vlčí vrch Formation* is represented by relics of a small, calc-alkaline basalt to basaltic andesite stratovolcano of the Early Pannonian age. Its centre was situated on the Ihráč fault system. In the centre of the volcano there occur necks and dikes in a pyroclastic breccia environment. Relics of volcanic cone are made up of tuffs, pumice tuffs and agglomerates, but in its outer part thin brecciated lava flows, agglutinates and agglomerates predominate. The volcanic cone is surrounded by a complex of lava flows, intercalations of epiclastic rocks, or tuffs, are sporadic.

The *Šibeničný vrch Complex* of Pannonian age is represented by a number of independent bodies of calc-alkaline basalts and basaltic andesites that occur in the S part of the Kremnické vrchy mountain range, amidst the Jastrabá Formation rocks. Dikes, sills, laccoliths and lava flows have been observed, including relics of a freatomagmatic pyroclastic cone in the area of Šibeničný vrch east of Žiar nad Hronom.

### **Vtáčnik volcanics**

In the SW part of the region, the Vtáčnik volcanics extend into SW part of the Kremnické vrchy mountain range. The Lower Badenian sediments and andesitic extrusive bodies are here overlain by relics of the *Koš Formation and Lehota gravels* and near Nová Lehota also by a hypersthene-amphibole andesite extrusive body of the *Plešina Formation*. Upwards there lies in thickness up to 400 m *Klakovská dolina Formation*. It is represented by reworked tuffs, pumice tuffs and agglomerates, by pyroclastic flow deposits, by epiclastic volcanic breccias, conglomerates, sandstones and by pyroxene andesite lava flows that are in the lower part of the formation accompanied by hyaloclastite breccias.

### **Javorie Stratovolcano**

Volcanic rocks of the Javorie Mts. continue into the region under study from the SE. They crop out in an isolated hill W of Zvolen. Of a number of units that make up the Javorie stratovolcano, only the Early Badenian *Neresnica Formation*, represented by proximal zone epiclastic volcanic breccias and the Javorie Formation, represented by distal zone epiclastics, are present.

### **Štiavnica Stratovolcano**

The Štiavnica stratovolcano deeply encroaches upon the southern part of the Kremnické vrchy mountain range. The boundary of the Kremnické vrchy volcanics and of the Štiavnica Stratovolcano runs roughly at the latitude of Turová and Železná Breznica, however, a closer look at this boundary shows that the formations and complexes of both volcanic structures are interbedded. The Hron river truncates the Štiavnica stratovolcano



in its proximal zone characterised by the exposure of younger units in a form of paleovalley fills. The paleovalleys open northwards into broad alluvial fans. In this region, the structure of the stratovolcano is made up of: 1. stratovolcanic assemblage of lava flows and epiclastic volcanic breccias of the *I<sup>st</sup> stage*, 2. lava flows, pyroclastic flows and epiclastics of biotite-amphibole andesites of the *Studenc Formation*, 3. lava flows and accompanying epiclastic volcanic breccias of the *Sitno Complex*, 4. reworked tuffs, epiclastics, pyroclastic flows and lava flows of the *Breznica Complex*.

### **Volcanosedimentary fill of the Turiec Basin**

The graben of the Turiec Basin is asymmetric and its formations distinctly dip westwards. In the lower part of the fill, the Late Badenian sediments are overlain by 300–400 m thick, reworked pyroclastics, epiclastics and scarce pyroxene andesite lava flows of the *Turček Formation*. Upwards, they are followed by 300–400 m thick, predominantly volcanomict, clayey-sandy sediments of the Sarmatian age which contain, in their upper part, two beds of reworked rhyolitic tuffs and epiclastic volcanic sandstones of the *Jastrabá Formation*. The upper part of the graben fill is represented by as much as 500 m thick formation of Pannonian to Pontian claystones, volcanomict sandstones and gravels.

### **Volcanosedimentary fill of the Zvolen Basin**

The part of the basin fill situated below the Pliocene gravels is not uniform. The *Kordíky Formation*, represented by tuffitic sandstone and dark claystone with coal seams (Badín Mine) and overlain by fine breccias, conglomerates and sandstones of the *Zlatá Studňa Formation* distal zone, reaches into the northern part of the basin. In the central part of the basin, relics of *Kordíky* and *Zlatá Studňa Formations* are overlain by the 150–250 m thick volcanosedimentary rocks of the Sarmatian age, which can be correlated with the *Sielnica* and *Turová Formations* and with Early Sarmatian sediments in their underlier. In the southern part of the basin, Pliocene gravels are underlain by Late Badenian to Early Sarmatian volcanosedimentary rocks, correlable with the *Breznica Complex* and with the *Studenc Formation of the Štiavnica stratovolcano*. These are underlain by 100 m thick assemblage of epiclastics that belong to the *I<sup>st</sup> stage* of the *Štiavnica Stratovolcano* and below, by as much as 350 m thick assemblage of epiclastics of the *Neresnica Formation* which grade, at their base, into the Early Badenian volcanosedimentary formation.

### **Volcanosedimentary fill of the northern part of the Žiar Basin**

As shown by geophysical data, the fill of the Žiar Basin attains a thickness of 2 000–2 600 m. No direct information is available about its lower part, but the geologic structure in the immediate surroundings of the basin indicates that the younger, Middle Sarmatian to Pontian sediments are underlain by the *Kordíky Formation* and by the Early Badenian to Early Sarmatian volcanic rocks, made up mainly of *Zlatá Studňa*, *Turček* and *Kremnický štít Formations*. Their total thickness is 1 500–2 000 m and they are evidently truncated by marginal faults of the basin. These rocks are overlain by 400–600 m thick, clayey-sandy sediments of the Middle- to Late Sarmatian age (exposed near *Jastrabá*), by

as much as 300 m thick products of rhyolite volcanism of the Jastrabá Formation and by 50–250 m thick, clayey-sandy sediments of the Pannonian – Pontian age that occur west of the creek Lutilský potok.

## PLIOCENE TO QUATERNARY

In genetic, lithologic and depositional terms, we assign the Pliocene and Quaternary sediments to *mountainous Quaternary*, represented mainly by deluvial and deluvial-proluvial types of deposits and to *Pliocene – Quaternary deposits of basins and main valleys*, represented by proluvial and fluvial types of deposits, mostly in the form of fans and terraces.

### Quaternary deposits of the Kremnické vrchy mountain range

Surficial Quaternary deposits in the mountainous environment of volcanic formations were formed mostly by periglacial processes during the last ice age. Eluvial-deluvial and deluvial loams, sandy loams, stony loams and scree cover most of the slopes in thickness up to 10 m, periglacial block fields are rare. Wash-out sandy loams occur at the base of slopes along margins of neighbouring basins. Coarse, unsorted deluvial-fluvial loamy gravels fill up bottom of small valleys, passing into proluvial fans at the base of slopes. Widespread landsliding led to thick accumulations of stony loams and blocks.

### Pliocene – Quaternary deposits of neighbouring basins and Hron valley

In the *Turiec Basin* a system of Pliocene and Early to Middle Pleistocene terraces extends on the left bank of the Turiec river, next to the village Sklenné. At the right (northern) side of the river there is an extensive Middle Pleistocene „Diviaky Fan”. Remnants of coeval blocky terraces occur also upstream in the Turiec and Žarnovica valleys. Late Pleistocene gravel accumulations with a cover of Holocene flood plain sandy loams build up alluvial flats along the Turiec and Žarnovica rivers.

Pliocene deposits of the *Zvolen Basin* occur in two forms: as high terraces of the *Hron Gravel Formation* and as a thick (up to 115 m) bottom sandy gravel accumulation of the subsiding Sliač depression. A complete set of Pleistocene sandy gravel terraces extends along Kremnické vrchy foothills west of the Hron river, eventually with a cover of appropriate final flood plain loams and/or younger wash-out loams. Younger terraces are in the front of the Badín and Sielnica valleys interrupted by extensive proluvial fans. Late Pleistocene gravel accumulations with a cover of Holocene flood plain sandy loams build up alluvial flats along the Hron river and its larger tributaries.

In the *Hron valley between Zvolen and Žiar nad Hronom* the Hron Gravel Formation occurs as a cover of the uplifted Pliocene piedmont surface south of Železná Breznica and around Pitelová. Middle and high Pleistocene terraces are preserved only as small remnants. As in the case of basins, Late Pleistocene gravel accumulations with a cover of Holocene flood plain sandy loams build up alluvial flats along the river. Rare blocky terraces along tributaries are coeval with middle terraces of the Hron river.

Coarse boulderly gravels west of Janova Lehota and coeval sands, silts and clays in the central part of the *Žiar Basin* are most probably of the Early Pliocene age. The Late

Pliocene Hron Gravel Formation has not been observed. Mixed Hron/Lutila gravels in the terrace north of Žiar nad Hronom are the oldest Quaternary deposits. Middle terraces are quite well developed, extending deep into mountain valleys as blocky accumulations. There are extensive Middle to Late Pleistocene proluvial fans in the northern part of the basin, in front of bigger valleys.

#### COMPOSITION AND PETROLOGY OF VOLCANIC ROCKS

Volcanic rocks of the Kremnické vrchy mountain range belong to the subalkalic, calc-alkali suite with a compositional range from basalts to rhyolites. A high  $Al_2O_3$  content in basalts and andesites and a distinct decrease in iron content with increasing  $SiO_2$  are the most characteristic features. Differentiation trends in the  $K_2O - SiO_2$  diagram (fig. 13) extend along the boundary of the medium and high-K suites. A relatively high  $K_2O$  content is accompanied by higher contents of incompatible elements Rb, Ba, Cs, La, Ce, Th and lower contents of compatible elements Ni, Co, Cr, Sc, V (table 2, 3). High La/Yb and La/Y ratios indicate a strong fractionation of heavy and light REE. These compositional features refer volcanic rocks of the Kremnické vrchy mountain range to the orogenic suite, transitional between the evolved island arc and continental margin types (table 2).

Composition of rocks is multimodal, corresponding to essential geological division. The Zlatá studňa formation (pre-graben stage) represents a less differentiated group of andesites with the compositional range 55 – 62 %  $SiO_2$ . Rocks of the Turček formation (early graben stage) are quite heterogeneous including variably basaltic andesites, andesites and dacites in the range 52 – 68 %  $SiO_2$ . Rocks of the Kremnický štít and Krahule formations (late graben stage) are relatively porphyritic and show a higher degree of differentiation. We relate their evolution to the Štiavnica stratovolcano magmatic chamber at southern limits of the graben. Composition of Sarmatian (post-graben) andesites is also quite variable, more or less overlapping with rocks of the pre-graben and graben stages. Distinct compositional fields are occupied by Late Sarmatian to Pannonian basalts to basaltic andesites of the Vlčí vrch formation and Šibeničný vrch complex (48 – 59 %  $SiO_2$ ) and rhyodacites to rhyolites of the Jastrabá formation (71 – 78 %  $SiO_2$ ). While basalts and basaltic andesites represent most probably magmas least affected by crustal contamination, rhyodacites and rhyolites represent most probably anatectic crustal magmas.

#### GEOPHYSICAL EXPLORATION

The area of Kremnické vrchy mountain range has been explored repeatedly by geophysical methods. All of the mountain range is covered by gravity survey in density 4 – 6 points per  $km^2$  and by airborne magnetometry and gammaspectrometry on profiles with spacing 250 m and flight elevation 80 m above the ground. Considerable parts of the mountain range are covered by ground based methods as there are magnetometry, resistivity and IP profiling, and vertical electric sounding.

#### HYDROGEOLOGY

Essential hydrogeological units correspond to the major geological division: Late Paleozoic and Mesozoic sediments, Paleogene sediments, Neogene volcanics, Neogene sediments, and Quaternary deposits.



### **Hydrogeological unit of Late Paleozoic and Mesozoic sediments**

The most important groundwater resources of the pre-volcanic basement are bound to thick horizons of the Middle to Late Triassic limestones and dolomites in nappes of Veporicum and Hronicum. Joints and karstic phenomena condition aquifers with a high permeability and specific yield. Early Cretaceous marls and marly limestones of Veporicum represent a hydrogeologic isolator (impermeable horizon) at the base of limestones and dolomites of Hronicum. Triassic limestones and dolomites of the pre-volcanic basement allow a deep circulation of groundwater giving rise to thermal and mineral springs along major fault-zones.

### **Hydrogeological unit of Paleogene sediments**

Basal conglomerates and breccias of the Borové Formation, rich in carbonates, show fracture permeability with rare small springs. Overlying claystones of the Huty formation represent a hydrogeological isolator, which makes a roof to aquifers in the basement and bottom to aquifers in Neogene volcanics, reflected in a number of stratabound springs along the base of volcanics.

### **Hydrogeological unit of Neogene volcanics**

Frequent vertical and lateral changes in lithology of volcanics make a complicated aquifer, variably with a fracture and/or intergranular permeability. Horizons of epiclastic volcanic siltstones, claystones, tuffs, and tuffites represent hydrogeologic isolators dividing the aquifer into compartments, at the surface indicated by the occurrence of stratabound springs. An important role in circulation of groundwater play highly fractured fault zones. Volcanics contain important groundwater resources.

### **Hydrogeological unit of Neogene sediments**

Frequent intercalations of clays and siltstones in sediments of neighbouring Tertiary basins function as a barrier to aquifers in volcanics and basement. Unimportant water resources, often of the artesian type, are bound to local horizons of sand and gravel.

### **Hydrogeological unit of Quaternary deposits**

Owing to a high proportion of loam and clay deluvial deposits are poor aquifers, with an exception of stony scree and block fields. Fluvial gravels of the bottom accumulation in major valleys represent an excellent aquifer with a high intergranular permeability and high specific yields. Considering their thickness 6 - 14 m, they represent a rich ground water resource. However, it is highly vulnerable to pollution.

## **MINERAL RESOURCES**

Kremnické vrchy host a number of mineral and construction material deposits. With an exception of limestones, dolomites and gravel they are directly or indirectly related to volcanics and/or volcanosedimentary complexes.

Kremnické vrchy represent an ore district with two ore fields: Kremnica ore field with epithermal precious metal veins and Malachov ore field with disseminated mercury mineralization.

### **Vein type epithermal precious metal mineralization**

Low sulphidation epithermal gold-silver mineralization with a minor occurrence of base metals, antimony and mercury makes up the famous world-class Kremnica deposit, which is still the most important one in the region. Peak yearly production in the past has reached 250 Kg of gold and 2 500 Kg of silver. Almost 1 000 years of underground mining came to its end in 1970. Open pit mining of surficial parts of the deposit is under consideration. Reserves suitable for open pit mining probably exceed 10 tons of gold at the grade 1.5 – 2.5 g/t.

Mineralization is related to rhyolite magmatism of the Jastrabá formation, which is in the ore field itself represented by rhyolite / granite porphyry dikes and a deeper situated intrusion. Ore vein system is evolved especially along faults at the eastern side of the Kremnica horst in the environment of propylitized andesites and andesite porphyries in the central zone of the Zlatá studňa formation. Evolution of veins was accompanied by an intense hydrothermal alteration, especially silicification, adularization and argillization.

Main veins of the Kremnica deposit strike N–S to NNE–SSW, dipping 60° eastward, however, second order antithetic and diagonal veins occur close to the surface. The First Vein System is 6 500 m long with a thickness up to 80 m. Gold is invisible. Average ore grades are 2 – 3 g/t Au and 10 – 20 g/t Ag. Gold is present in the form of electrum in quartz and pyrite, accompanied by minor Ag-sulphosalts and base metal sulphides. Proportion of these minerals increases with increasing depth, while gold grade decreases. Movable stibnite mineralization was exploited on footwall veins of the First Vein System during the late sixties.

The Second Vein System in the area of the city Kremnica extends for 1 500 m only, veins reaching the maximum thickness of 2 m. Gold was present as the bonanza type visible native gold (electrum) in cavernous quartz-carbonate gangue, accompanied by minor pyrite galenite, sphalerite, chalcopyrite, tetrahedrite and Ag-sulphosalts. Average grades were 3 – 4 g/ Au and 30 – 40 g/t Ag.

### **Skarn related disseminated base metal mineralization**

One of the deep boreholes discovered a sporadic disseminated base metal mineralization represented by galena, sphalerite, chalcopyrite and tetrahedrite in skarns at the contact of diorite intrusion of the Zlatá studňa Formation with carbonate rocks of the basement. Mineralization is not of the economic interest.

### **Disseminated mercury mineralization**

The Malachov ore field west of Banská Bystrica includes several monomineral mercury deposits, represented by cinabarite (and minor marcasite) disseminated either in

porous Paleogene sandstones or in highly fractured Triassic dolomites with dissolution phenomena (sanding). An extensive historical mining finished at the end of the 18th century. Exploration in the seventies led to a discovery of the Vefká studňa deposit, exploited shortly during the eighties. Average grade of the ore was 0.17 % Hg, average thickness of the ore body being 7 m. Parameters of other mercury occurrences do not indicate deposits, which might be of the economic interest. Cinabarite occurrences west of Banská Bystrica are accompanied by several occurrences of stibnite, realgar and auripigment.

### **Carlin type Au-mineralization**

This type of mineralization has been only recently discovered by Knésl and Knéslóvá next to Remata in the western part of Kremnické vrchy, on the basis of geochemical anomalies and jasperoid occurrence. Mineralization is related to silicified (opalized) zones in Triassic dolomites affected by dissolution, next to marginal faults of the Kremnica graben. Primary as well as secondary geochemical field shows anomalies of As, Hg, Sb and Tl. Gold grades in jasperoids reach up to 0.26 g/t, in dissolution breccias with clays enriched in organic matter up to 1 g/t. Possibilities of this type of gold mineralization in the Kremnické vrchy region have not been fully explored.

### INDUSTRIAL MINERAL DEPOSITS

Rhyolite volcanics of the Jastrabá Formation host also a number of industrial mineral deposits. Alteration of rhyolite tuffs has produced ceramic raw materials (silicified tuffs, kaolinite and illite-montmorillonite clays), bentonites and zeolites. Glassy marginal parts and breccia accumulations of rhyolite domes and dome flows make up perlite deposits. Silica precipitation in marshes and lakes related to the outflow of the Kremnica hydrothermal system has given rise to chert deposits exploited as a source of pure silica.

### CONSTRUCTION MATERIAL DEPOSITIS

Andesite and rhyolite extrusive domes and lava flows represent a rich source of high quality building and/or decoration stone. Almost endless there are resources of limestones and dolomites in Mesozoic complexes along the edges of the region. Quaternary fluvial deposits of the bottom accumulation along the river Hron may serve as gravel deposits, however, their exploitation is hindered by a conflict of interests with existing infrastructure (railroad, highways, cables, pipelines), agricultural use of the land and groundwater resources.

### ENERGY RESOURCES

Sedimentary and volcanosedimentary rocks in marginal parts of Tertiary basin host several lignite / brown coal occurrences and small deposits. Productive there are sedimentary and volcanosedimentary rocks of the Early Badenian (Handlová-east, Badín), Late Badenian (Nová Lehota), Middle to Late Sarmatian (Sielnica – Turová), and Pannonian to Pontian (Kosorín) age. The extension related subsidence of basins and grabens

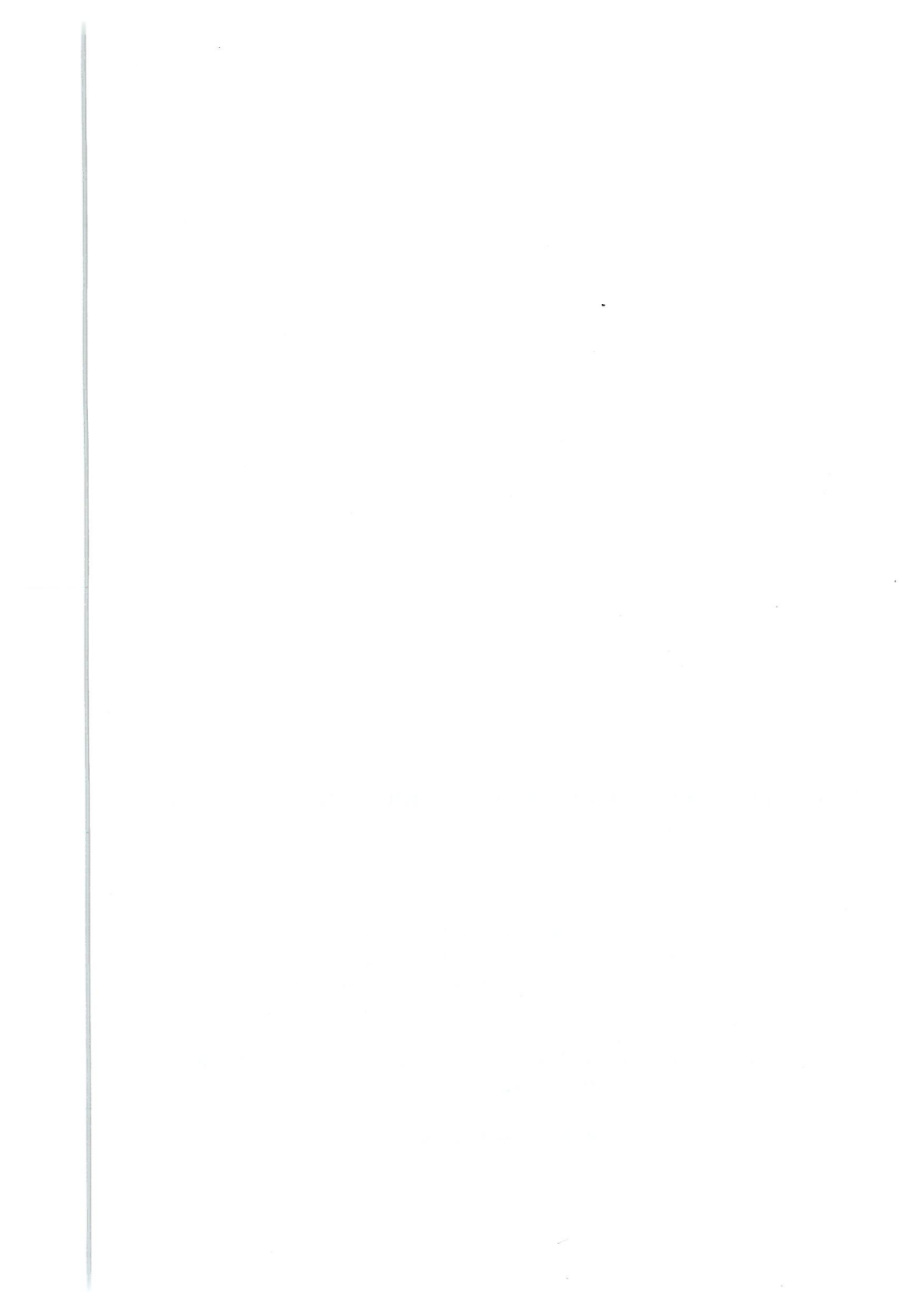


was the main cause for the formation of lacustrine environment leading to the evolution of coal seams. However, owing to an intense influx of clastic material related to volcanic activity, lacustrine sedimentation was frequently interrupted and/or displaced. This is reflected in a generally small thickness and lateral discontinuity of coal seams. At the present time brown coal and lignite resources are not of economic interest.

## **ENVIRONMENTAL GEOLOGY**

Morphology and soil quality (along with climate) determine essential aspects of the environment and land use. Flat parts of the region with loamy soils have served traditionally for the agricultural production and settlement. Montaneous parts with stony soils and scree are mostly forested. Land use has been strongly influenced by the long lasting exploitation of mineral resources. Kremnické vrchy represent a major resource of groundwater, mineral water, and thermal water – their protection requires a careful land use planning. Especially vulnerable there is groundwater in fluvial gravels of the Hron river.

Unstable slopes and landslides represent a serious environmental problem along margins of the volcanics, where they rest on sediments rich in clays. Areas affected by landslides include several villages and quite a number of recreation objects. A large extend of landsliding requires a systematic monitoring and preventive measures. Environmental load related to waste disposal is gradually reduced. Four waste disposal sites have been chosen to continue their operation following measures to limit their environmental impact, while others will be closed and reclaimed.



## VYSVETLIVKY KU GEOLOGICKEJ MAPE KREMICKÝCH VRCHOV

---

Vedúca redakcie: Gabriela Šipošová

Jazyková redaktorka: Ing. Janka Hrtusová

Technické spracovanie: Gabriela Šipošová

Príprava textov na počítači: Mária Cabadajová

Preklad do angličtiny: RNDr. Bohumil Molák, CSc.

Text po zalomení a autorskej korektúre neprešiel redakčnou úpravou.

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

**ISBN 80-85314-96-7**







ISBN 80-314-96-7