

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE VIHORLATSKÝCH A HUMENSKÝCH VRCHOV

1 : 50 000

Zostavil: Branislav ŽEC



GEOLOGICKÁ SLUŽBA SLOVENSKEJ REPUBLIKY
VYDAVATEĽSTVO DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA

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, RNDr. Vlastimil KONEČNÝ, CSc., RNDr. Jaroslav LEXA, CSc., RNDr. Pavel LIŠČÁK, CSc., RNDr. Ján MELLO, CSc., Ing. Daniela NÁVESŇÁKOVÁ, RNDr. Michal POTFAJ, CSc., RNDr. Ján PRISTAŠ, CSc., RNDr. Stanislav RAPANT, CSc., RNDr. Jozef VOZÁR, CSc.

Branislav ŽEC, Michal KALIČIAK, Vlastimil KONEČNÝ, Jaroslav LEXA,
Stanislav JACKO ml., Vladimír BAŇACKÝ, Stanislav KAROLI, Michal POTFAJ,
Miloslav RAKÚS, Ľubomír PETRO, Zoltán SPIŠÁK, Ján BODNÁR, Ján JETEL,
Daniela BOOROVÁ, Adriana ZLINSKÁ

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE VIHORLATSKÝCH A HUMENSKÝCH VRCHOV

1 : 50 000

Zostavil: Branislav ŽEC



GEOLOGICKÁ SLUŽBA SLOVENSKEJ REPUBLIKY
VYDAVATELSTVO DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA

© Geologická služba Slovenskej republiky, Vydavateľstvo Dionýza Štúra, Bratislava

ISBN 80-85314-70-3

OBSAH

ÚVOD (B. Žec)	7
GEOGRAFICKÁ A GEOMORFOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA	
(B. Žec)	8
Geografická charakteristika územia	8
Geomorfologická charakteristika územia	8
REGIONÁLNY GEOLOGICKÝ PREHĽAD (B. Žec)	12
PREHĽAD GEOLOGICKÝCH VÝSKUMOV (B. Žec, S. Jacko, M. Potfaj,	
V. Baňacký, M. Rakús)	14
GEOLOGICKÝ VÝVOJ ÚZEMIA (B. Žec, M. Kaličiak, S. Jacko, M. Potfaj,	
V. Baňacký, S. Karolí, M. Rakús)	22
LITOLÓGIA, STRATIGRAFIA, MAGMATIZMUS	28
Mezozoikum	28
HUMENSKÉ MEZOZOIKUM (S. Jacko)	28
Trias	28
Jura	33
Krieda	36
MEZOZOIKUM BRADLOVÉHO PÁSMA (M. Rakús, M. Potfaj)	39
Kysucký sled	40
Čorštynský sled	43
Paleogén	49
MAGURSKÝ PALEOGÉN A PALEOGÉN BRADLOVÉHO PÁSMA	
(M. Potfaj)	49
Magurský paleogén s. l.	50
Paleogén bradlového pásma: beňatinský sled	54
VNÚTROKARPATSKÝ PALEOGÉN (M. Potfaj, S. Jacko)	
Humenský sled	
Neogén	59
MOLASOVÉ SEDIMENTY (S. Karolí)	59
Egenburg	59
Karpat	61
Kladzianske súvrstvie	61
Báden	61
Nižnohrabovské súvrstvie	62
Vranovské súvrstvie	62
NEOVULKANITY VIHORLATSKÝCH VRCHOV (B. Žec, M. Kaličiak,	
V. Konečný, J. Lexa)	64
Stredný sarmat	64
KOMPLEX VINNÉ	66
Vrchný sarmat	71

PYROKLASTICKÝ VULKÁN KAMIENKA	71
Vrchný sarmat – panón	76
STRATOVULKÁN KYJOV	76
Formácia Kyjov	76
STRATOVULKÁN SOKOLSKÝ POTOK	89
Formácia Sokolský potok	89
STRATOVULKÁN VIHORLAT	98
Formácia Vihorlat	98
STRATOVULKÁN MORSKÉ OKO	107
Formácia Hámre	109
Komplex centrálnej vulkanickej zóny	115
Formácia Sninského kameňa	118
STRATOVULKÁN DIEL	123
Formácia Bystrej	126
Formácia Vavrovej	130
Komplex centrálnej vulkanickej zóny	136
Formácia Diel	137
STRATOVULKÁN POPRIEČNY	141
Formácia Popriečny	143
Formácia Petrovce	149
Kvartér (V. Baňacký)	152
Organogénne sedimenty	152
Proluviálne sedimenty	154
Organické sedimenty	158
Deluviálne sedimenty	162
TEKTONIKA	164
TEKTONIKA PREDNEOGÉNNÝCH JEDNOTIEK	164
Humenské mezozoikum (S. Jacko)	164
Bradlové pásmo a priľahlé územie (M. Potfaj, M. Rakús)	166
NEOGÉNNA TEKTONIKA	167
Vulkanity Vihorlatských vrchov (B. Žec, M. Kaličiak, V. Konečný, J. Lexa)	168
KVARTÉRNA TEKTONIKA (V. Baňacký)	170
GEOFYZIKÁLNA PRESKÚMANOSŤ (J. Bodnár)	174
HYDROGEOLOGICKÉ POMERY (J. Jetel)	178
GEOLOGICKÉ FAKTORY ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA (Ľ. Petro, Z. Spišák)	193
PREHĽAD LOŽÍSK NERASTOV REGIÓNU (M. Kaličiak, S. Jacko)	197
Rudné suroviny	197
Nerudné suroviny	199
VÝZNAMNÉ GEOLOGICKÉ LOKALITY (B. Žec, M. Kaličiak, V. Konečný, S. Jacko, V. Baňacký)	206
LITERATÚRA	212
SUMMARY	222
List of Figures, Tables and Phototables	247

ÚVOD

Geologická mapa Vihorlatských a Humenských vrchov predstavuje jeden z najvýchodnejších regiónov Slovenska. Je vyhotovená v rámci regionálneho geologického mapovania Slovenska v mierke 1 : 50 000. Vysvetlivky k tejto geologickej mape na základe najnovších geologických výskumov poskytujú súhrnné informácie o stavbe a vývoji tohto regiónu.

Vysvetľujúci text, okrem kapitol o geologickom vývoji, stavbe a tektonike regiónu, dopĺňajú kapitoly rozširujúce informácie o hydrogeologických pomeroch, geofyzikálnej preskúmanosti a prehľade nerastných surovín mapovaného územia. Dôležitou súčasťou vysvetliviek je kapitola charakterizujúca geologické faktory životného prostredia.

K rozšifrovaniu geologickej stavby prispela najmä úspešná aplikácia moderných metód štruktúrno-vulkanologickej a litofaciálnej analýzy paleovulkanickej rekonštrukcie jednotlivých stratovulkánov, ako aj využitie sedimentologických a moderných mikrobiostratigrafických metód.

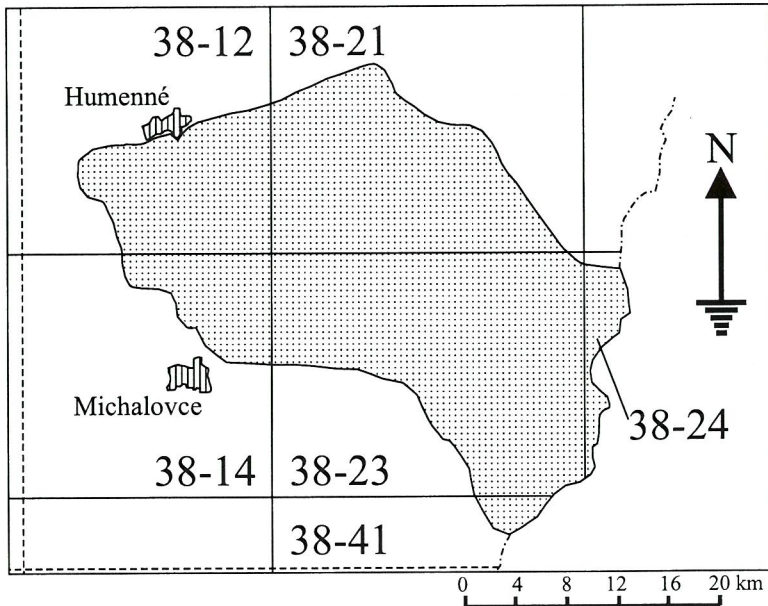
Územie regiónu Vihorlatských a Humenských vrchov má pretiahnutý tvar v.-z. smeru a rozlohu okolo 750 km². Jeho východnú hranicu tvorí štátna hranica s Ukrajinou, severnú rieka Cirocha a časť Beskydského predhoria. Západná a juhozápadná hranica čiastočne kopíruje tok rieky Laborec. Južnú hranicu tvorí Východoslovenská nížina.

Geologická mapa je výsledkom práce kolektívu autorov z Geologickej služby Slovenskej republiky, ktorí pri jej zostavení použili vlastné mapové podklady a výsledky svojich terénnych a laboratórnych výskumov. Pritom sa využili a zhodnotili aj informácie zo starších geologických prác rôznych autorov. Tie sú uvedené v zozname literatúry.

GEOGRAFICKÁ A GEOMORFOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA

GEOGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA

Podľa administratívneho a správneho delenia územia Slovenskej republiky región Vihorlatských a Humenských vrchov spadá do Prešovského a Košického kraja, pričom zahŕňa územia časti okresov Humenné, Snina, Michalovce a Sobrance. Spomínaný región je pritom znázornený na šiestich základných mapách mierky 1 : 50 000 (obr. 1).



Obr. 1 Vymedzené územie regiónu Vihorlatských vrchov a Humenských vrchov podľa listokladu máp M 1 : 50 000 (B. Žec, 1996)

GEOMORFOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA

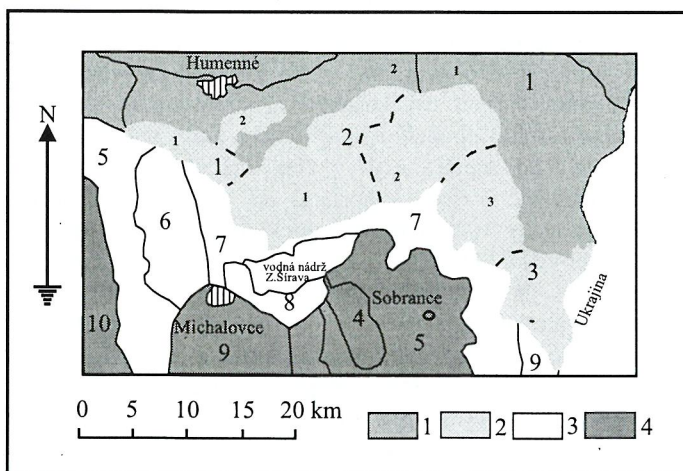
Územie regiónu má výraznú morfológickú členitosť, ktorá je odrazom zložitosti geologickej stavby, reprezentovanej rozličnými litologickými typmi hornín.

Súčasný reliéf územia sa modeloval hlavne v podmienkach periglaciálnej klímy v pleistocéne.

MAZÚR a LUKNIŠ (1980) v rámci novej morfolologickej rajonizácie vyčlenili v skúmanom území tri oblasti, ktoré sa nachádzajú v odlišných subprovinciách (obr. 2). Oblasť Nízke Beskydy s podcelkom Beskydského predhoria patrí do subprovincie vonkajších Východných Karpát, vihorlatsko-gutinská oblasť s Vihorlatskými vrchmi do vnútorných Východných Karpát a oblasť Východoslovenskej nížiny s jej podcelkami zasa do Veľkej dunajskej kotliny.

Prevažnú časť skúmaného regiónu zaberajú Vihorlatské vrchy s typickým stredohorským reliéfom, ktoré výrazne kontrastujú s hladko modelovaným reliéfom Východoslovenskej roviny v j. až jz. časti územia a pahorkatinovým reliéfom Beskydského predhoria na severe a severovýchode.

Vihorlatsko-gutinskú oblasť reprezentujú neogénne vulkanity Vihorlatských vrchov. Tvoria morfologicky výrazný horský masív situovaný na sv. okraji východoslovenskej neogénnej panvy, na rozhraní vnútorných a vonkajších Karpát.



Obr. 2 Geomorfologické členenie územia regiónu a príslušného územia (E. MAZÚR a J. LUKNIŠ, 1980)

- 1 – BESKYDSKÉ PREDHORIE: 1 – Ublianska pahorkatina, 2 – Humenské podolie;
 2 – VIHORLATSKE VRCHY: 1 – Humenské vrchy, 1 – Krivošťianka, 2 – Sokol,
 2 – Vihorlat: 1 – Kyjovská planina, 2 – Vihorlatská hornatina, 3 – Jasenovská hornatina;
 3 – Popriečny;
 3 – VÝCHODOSLOVENSKÁ PAHORKATINA: 5 – Pozdišovský chrbát, 6 – Laborecká niva, 7 – Podvihorlatská pahorkatina, 8 – Zalužická pahorkatina, 9 – Petrovské podhorie;
 4 – VÝCHODOSLOVENSKÁ ROVINA: 4 – Zavadská tabuľa, 5 – Sobranecká rovina, 10 – Ondavská rovina

Súčasná morfológická tvárnosť Vihorlatských vrchov je odrazom heterogénnej stavby pohoria s rozličnými formami vulkanických telies (efúzívne komplexy, komplexy vulkanoklastí, extrúzívno-intrúzívne formy) a mladšími tektonickými pohybmi. Heterogénna geologická stavba pohoria s rozdielnymi mechanickými vlastnosťami vulkanických hornín, hydrotermálna aktivita a neotektonické pohyby v postvulkanickom období vyvolali rozsiahle erozívne procesy. Ich výsledkom sú hlboko zarezané doliny, strmé stráne, rozličné prírodné výtvy a rozsiahle geodynamické javy so zosuvmi v pohorí a na jeho okraji. Nadmorská výška na území Vihorlatských vrchov kolíše v rozpätí 120 až 1 076 m n. m.

Geomorfologický celok Vihorlatských vrchov tvoria jednotky nižšieho rádu. Sú to podcelky Humenské vrchy, Vihorlat a Popriečny. Západnú časť tohto celku tvoria Humenské vrchy s podcelkami Krivoštianka s nadmorskou výškou do 549 m n. m. (kóta Krivoštianka) a Sokol (nadm. výška 404 m n. m.). Podcelok Vihorlatu pozostáva z Kyjovskej planiny, Vihorlatskej a Jasenovskej hornatiny. Kyjovská planina zaberá vulkán Kamienka a samostatné andezitové stratovulkány Kyjov, Sokolský potok a Vihorlat (najvyššia nadmorská výška v pohorí – kóta Vihorlat 1 076 m n. m.). Táto kóta je najvyššia v celom regióne. Svojou západnou časťou sem zasahuje aj stratovulkán Morské oko. Zaujímavým fenoménom tohto podcelku je aj hlboko zarezané údolie potoka Kamenica (v smere východ–západ), a to v dĺžke až niekoľko km. Údolie potoka Barlahov rozdeľuje celok Vihorlatu na Vihorlatskú hornatinu, reprezentovanú morfológicky výrazným vulkanickým masívom (stratovulkán Morské oko), a Jasenovskú hornatinu, tvorenú morfológicky samostatným vulkanickým masívom (stratovulkán Diel). Výrazným morfológickým fenoménom v oblasti stratovulkánu Morské oko je centrálna kotlovitá depresia amfiteátrového tvaru, otvorená na juhu údolím potoka Okna a s jazerom Morské oko v jej centrálnej časti. Podcelok Popriečny, južne od údolia potoka Beňatinská voda, je tvorený samostatným vulkanickým masívom (stratovulkán Popriečny). Jeho východná časť je na území Ukrajiny.

Územie severne a severovýchodne od Vihorlatských vrchov tvorí oblasť **Nízkych Beskýd** s geomorfologickou jednotkou Beskydského predhoria. Územie tvorí paleogén magurského flyšu, bradlové pásmo a vnútrokarpatský paleogén. Má mierne modelovaný reliéf s morfológicky výraznými jurskými vápencovými bradlami a neogénnymi andezitovými nekmi. Beskydské predhorie tvoria geomorfologické jednotky nižšieho rádu – podcelky Ublianska pahorkatina a Humenské podolie.

Juhovýchodnú a južnú časť územia v podhorí Vihorlatských vrchov tvorí geomorfologická oblasť **Východoslovenskej nížiny** s podcelkami Východoslovenskej roviny a Východoslovenskej pahorkatiny. Územie má v prevahe rovinný, mierne rezaný reliéf s amplitúdou medzi 120–190 m. Na území regiónu prevláda

podcelok Východoslovenskej pahorkatiny s geomorfologickými jednotkami nižšieho rádu – podcelkami (od V na Z) Petrovské podhorie, Zalužická pahorkatina, Podvihorlatská pahorkatina, Laborecká niva a Pozdišovský chrbát. Podcelok Východoslovenskej roviny charakterizujú Závadská tabuľa a Sobranecká rovina.

Hydrograficky patrí územie k povodiu Laborca a Uhu. Najvodnatejším tokom je Laborec s prítokom rieky Cirocha, ktorý priberá v severnej časti z pravej strany. Západnú časť Vihorlatských vrchov odvodňujú ľavé prítoky Laborca (Sokolský potok, Porubský potok, Okna a i.). Ich východnú časť, ale najmä oblasť Popriečneho, odvodňujú zasa pravé prítoky rieky Uh (Breznický, Orechovský potok a i.).

REGIONÁLNY GEOLOGICKÝ PREHĽAD

Geologická stavba mapovaného regiónu má zložitý charakter. Predstavuje územie, kde sa stýkajú vnútorné a vonkajšie Karpaty. Na povrch tu vystupujú horniny mezozoika Humenských vrchov a mezozoika bradlového pásma, krynického (=magurského) a „bradlového“ paleogénu, vnútrokarpatského paleogénu, neogénu a kvartéru. Z pohľadu regionálneho členenia (VASS et al., 1988) skúmané územie pozostáva z masívu Humenských vrchov, z beňatinského úseku bradlového pásma a pribradlovej oblasti, krynického flyšu vonkajšieho flyšového pásma, chmeľovsko-beňatinského vnútrokarpatského paleogénu, molasových neogénnych sedimentov trebišovskej panvy a z neovulkanitov Vihorlatských vrchov. Významné miesto v geologickej stavbe regiónu vzhľadom na svoj rozsah zaujímajú kvartérne sedimenty.

Masív mezozoika Humenských vrchov reprezentujú sekvencie od stredného triasu až do strednej kriedy a patrí k najvýchodnejšiemu segmentu vnútorných Západných Karpát. Tektonicky sú sekvencie sformované do štyroch imbrikovanych šupín vsv.-zjz. smeru (jasenovská, Klakočiny, Kocovo a šupina Hôrky), ktoré sú rytmicky porušené strmými, najmä s.-j. zlomami.

Beňatinský úsek bradlového pásma s príľahlým vnútrokarpatským paleogénom na juhu a magurským paleogénom na severe má, na rozdiel od západnejšieho pokračovania, špecifický vývoj. Je tu možné definovať paleogénny „obal“ bradlového pásma a na vonkajšom obvode príľahlý paleogénny komplex, zrejme paleogeograficky vnútornejší než vlastná krynická jednotka. Geologický vývoj bradlového pásma je možné rekonštruovať od jury po starší paleogén.

V osovej časti mezozoikum bradlového pásma tvoria krinoidové vápence, červené hľuznaté vápence a ojedinele tmavé a červené rádiolaritové vápence a rádiolarity. Sporadicky sa vyskytujú aj biomikritické vápence. Bradlový vrstvomý sled v kriede charakterizujú flyšové jarmutské vrstvy, púchovské slieňovce a sliene a strednokriedové sliene. Súčasná podoba bradlového pásma aj s ďalšími sedimentárnymi sekvenciami je výsledkom zložitého geotektonického vývoja začatého v mladšej kriede a skončeného po staršom miocéne.

V rámci prípravy mapy sa nám podarilo identifikovať niekoľko štruktúrnolitofaciálnych pruhov sz.-jv. smeru medzi stratovulkánmi Diel na severozápade a Popriečny na juhovýchode. Oproti členeniu na mape LEŠKA et al. (1964) i LEŠKA a SAMUELA (1960) predkladáme odlišnú interpretáciu vrstvomých sledov a vzťahov medzi niektorými litostratigrafickými jednotkami. V rámci paleogénneho vývoja rozoznávame tri základné vrstvomé sledy. Severne od bradlového pásma vystupuje vrstvomý sled reprezentovaný strihovskými vrstvami, pročskými

vrstvami a inovským súvrstvom. Predbežne ho zaraďujeme do magurskej jednotky s. l. Beňatinský vrstvomý sled reprezentujú zlepenec súľovského typu a kružické vrstvy. Tento sled sme začlenili k sekvenciám bradlového pásma, keďže toto pásmo tvorí jeho prirodzené podložie. Vnútrokarpatský sled je južne a východne od humenského mezozoika. Vyššiu litofáciu predstavuje ílovcovo-siltovcové až ílovcovo-pieskovcové hutianske súvrstvie v nadloží transgresívnych zlepenčov borovského súvrstvia.

Neogénne sedimenty molasovej výplne vystupujú ojedinele. Sú zastúpené najmä hlavnou molasou (v zmysle VASSA, 1981) egenburgu až bádenu. Sedimenty sarmatu a panónu priamo na povrch nevystupujú, ale boli zachytené niekoľkými vrtmi. Najväčšie rozšírenie majú sedimenty egenburgu vystupujúce na povrch v oblasti obcí Kamenica n. Cirochou a Modra n. Cirochou. Sedimenty bádenu a karpátu nemajú veľké priestorové rozšírenie. Na povrch vystupujú útržkovite južne od Oreského a východne od Trnavy n. Laborcom. Báden reprezentuje nižohrabovské súvrstvie (s polohami hrabovských ryodacitových tufov) a vranovské súvrstvie. Karpat sa vyskytuje útržkovite a zastupujú ho sedimenty kladzianskeho súvrstvia.

Najvýznamnejším prvkom v stavbe regiónu je masív vulkanitov Vihorlatských vrchov a Popriečneho reprezentovaný andezitovými stratovulkánmi, vulkánmi a komplexmi extruzívnych telies vápenato-alkalickej povahy (stredný sarmat – panón). K najvýznamnejším patrí komplex andezitových extruzívnych telies Vinné a ryodacitové teleso Beňatinská voda, formujúce sa v období stredného sarmatu. Vrchný sarmat až spodný panón reprezentujú stratovulkány Morské oko, Diel a Popriečny, charakterizované celým radom formácií. Menšími stratovulkanickými štruktúrami sú Kyjov, Sokolský potok a Vihorlat. Najmenšou vulkanickou štruktúrou je vulkán Kamienka, ktorý vystupuje na severozápadnom okraji Vihorlatských vrchov.

Kvartérny pokryv odráža geologickú stavbu predkvartérneho podložía, ale aj neotektonické pohyby. Kvartérne sedimenty vystupujú v horskej časti Vihorlatských vrchov, kde ich reprezentujú najmä hlinito-kamenité sedimenty pleistocénu a holocénu. V podhorskej časti Vihorlatských a Humenských vrchov sú značne rozšírené pleistocénne deluviálno-fluviálne sedimenty, fluviálne, eolicko-deluviálne a proluviálne sedimenty.

PREHLAD GEOLOGICKÝCH VÝSKUMOV

Analýze geologickej stavby predkladaného územia sa v minulosti venovala len malá pozornosť. Sporadické geologické práce tak v neovulkanitoch Vihorlatských vrchov, ako aj v mezozoiku Humenských vrchov a v oblasti beňatinského úseku bradlového pásma sa urobili už v minulom storočí a na začiatku tohto storočia. Mali však len lokálny charakter.

Prvé syntetizujúce údaje o geologickej stavbe skúmaného územia, tektonike, stratigrafii, hydrogeológii a nerastných surovinách prinieslo až zostavenie prehľadnej geologickej mapy 1 : 200 000 (list Snina – LEŠKO et al., 1964 a list Košice – Zborov – MATĚJKA et al., 1964).

Začiatky geologického výskumu *Humenského pohoria* siahajú do minulého storočia a sú spojené s prácami BEUDANTA (1818), (ex ROTH, 1956), ktorý ako prvý postrehol jeho geologickú odlišnosť od okolitých jednotiek. HAUER (1858, 1859), (ex ROTH, 1956) na základe brachiopódov určil prítomnosť mezozoika a UHLIG (1890, 1903), (ex ROTH, 1956) zaradil vápence a dolomity pohoria prevažne k strednému triasu. PAUL (1869), (ex ROTH, 1956) doložil výskyt mezozoika vystupujúci na juh od Hanušoviec, správne zaradil ružové krinoidové vápence, ktoré zistil južne od hradu Jasenov, k jure. Na základe určenia amonitov a výskytov ďalších fosílií preukázal v tomto území prítomnosť spodnej kriedy. Spresnenie predstavy o geologickej stavbe Humenského pohoria priniesol STRÖMPL (1909), (ex ROTH, 1956), ktorý ako prvý určil vápence mladšej jury až neokómu a zostavil geologickú mapu Humenského pohoria.

Prvým karpatským geológom, ktorý sa zaoberal výskumom Humenského pohoria, bol ANDRUSOV (ex ROTH, 1956), ktorý v roku 1926 zaradil Humenské vrchy k vnútornému bradlovému pásmu. ANDRUSOV a MATĚJKA (1929), (ex ROTH, 1956), sa k tomuto problému vrátili a mezozoikum Humenského pohoria zaraďujú k subtatranským sériám. Vápence a sliene za zrúcaninou Brekovského hradu priradili k neokómu krížnanskej série. Odlíšili titónske vápence od rohovcových vápencov jury v profile na pravom brehu rieky Laborec, ale o ich prítomnosti v profile na juh od Jasenova sa nezmieňujú.

Podrobný geologický výskum mezozoika Humenského pohoria prebiehal v rokoch 1937–1938 pod vedením Andrusova, ktorý s KETTNEROM a ROTHOM (1938), (ex ROTH, 1956), uskutočnil podrobný geologický výskum. Výsledkom týchto prác boli Rothom rozpracované geologické mapy v západnej časti Humenského pohoria. Ich dokončenie prerušili vojnové udalosti. V rokoch 1940 a 1956 sa Roth k danej problematike opäť vrátil. Výsledkom jeho činnosti je geologická mapa Humenských vrchov s litostratigrafickým opisom odlišených jednotiek (ROTH, 1956).

Z hľadiska tektonickej príslušnosti zaraďuje ROTH (1956, str. 17) celé mezozoikum Humenského pohoria ku krížňanskému príkrovu (sérii), aj keď (str. 10, str. 18) na základe istých litofácií v strednom triase nevyklučuje možnosť zastúpenia chočského príkrovu.

Z geologického profilu v tejto práci vyplýva šupinovitá stavba mezozoika s lokálnym prevrásnením najmä centrálnej šupiny na jz. svahoch Krivošťianky. Paleogén pri oboch stranách je transgresívne uložený na mezozoiku.

V súbornom spracovaní geológie Západných Karpát ANDRUSOV (1959) utriedil dovtedajšie poznatky o členení jury v Humenskom pohorí. Rozčlenil ju na liasové sivé krinoidové vápence, na ktorých ležia dogerské ružové krinoidové vápence, vyššie sú ružové celistvé lavicovité vápence a hnedozelené rohovce s množstvom rádiolárií. Najvyšší člen jury tvoria ružovosivé slienité vápence malmu so zvyškami hubiek (LEŠKO in ANDRUSOV, 1959, str. 205).

V rámci vyhotovenia regionálnych geologických máp Slovenska boli v roku 1964 zostavené aj Vysvetlivky k regionálnej geologickej mape Zborov – Košice v mierke 1 : 200 000. Jej redaktorom bol MATĚJKA. Za najstaršie súvrstvie v Humenskom pohorí sa v tejto práci považujú aniské hrubolavicovité gutensteinské vápence, na ktorých leží tenká poloha sivého dolomitu. Smerom do nadložia nasleduje sivý vápenec (ekvivalent wettersteinského alebo reiflinského vápenca). Vrchný trias reprezentujú pestré bridlice keuperu s kremencami a tmavosivými piesčitými vápencami rétu.

Do spodného liasu zaraďuje v súlade s ROTHOM (l. c.) odlišné súvrstvie typu grestenských vrstiev, t. j. zrnité organodetritické vápence, miestami s hľuzami rohovcov. V ich nadloží vystupuje poloha ružových krinoidových vápencov, o ktorej MAHEL (1959) usudzuje, že zastupuje aj doger. Celistvé a slienité vápence a tmavosivé vápence sčasti s rohovcami patria do keloveju – aptu.

Najvyššie, spodnokriedové, súvrstvie albu – cenomanu reprezentujú slienité bridlice, slieňovce, vápnité pieskovce a zlepenca. Z antiklinálnej elevácie v eocénnych zlepencoch j. od Humenného opisuje LEŠKO (1953) tzv. vysokotatranský vývoj liasových až urgónskych vrstiev. Podľa MAHELA (1959) ide o západo-karpatský vývoj, t. j. obalovú humenskú jednotku.

Medzi prvú prácu, ktoré sa priblížili k dnešnému stratigrafickému členeniu Humenského mezozoika, patrí Regionálna geológia ČSSR od MAHELA (1967). Napomohli to i nové lokality skamenelín, ktoré opísala KOCHANOVÁ (1964), (ex. MAHEL, 1967). Na ich základe bola presnejšie rozčlenená jura a krieda, pričom stratigrafia triasových sedimentov ostala v podstate nezmenená (v zmysle MATĚJKU, 1964). Na túto prácu nadviazal aj vyhládavací prieskum na nerudné stavebné suroviny (TÖZSÉR et al., 1967; VARCHOLOVÁ et al., 1973; NÁVESŇÁK et al., 1974).

V roku 1968 bol v Humenskom pohorí situovaný štruktúrny vrt MLS-1 Podskalka s dosahom 1 833 m. Výsledky, ktoré sa dosiahli, sú zhrnuté v práci

KULLMANOVÁ a MAHEL et al. (1975). Výsledky vrtu sa stali základom spresnenia stratigrafie a tektonickej pozície Humenského mezozoika, ktoré je obsiahnuté v geologickej mape MAHELA (1970) a v celoštátnej učebnici (MAHEL, 1986).

V roku 1988 západnú časť Humenského pohoria spracoval MOLNÁR v mierke 1 : 25 000. Na neho nadviazali diplomové práce LUŠČÁKA (1992), JACKA ml. (1993) a CSENDESA (1994), ktorí spracovali časti územia v oblasti Brekova, Jasenova – Oreského, Porúbky a Chlmu.

Medzi najnovšie práce patria výsledky mikrofaciálneho štúdia MICHALÍKA, REHÁKOVEJ a SOTÁKA (1995), ktorí dospeli k záveru, že počas stredno- a vrchnojurského vývoja bolo prostredie sedimentácie vo vlastnej humenskej jednotke plytkovodnejšie než v relatívne pelagickej jasenovskej jednotke v severnej časti územia. Faciálna pestrosť vývojev je daná intenzívnou tektonickou imbrikáciou viacerých čiastkových jednotiek.

Bradlové pásmo východného Slovenska bolo v pozornosti geológov už v 19. storočí, keď sa položili základy jeho stratigrafie. Záujem o túto zónu neutíchl ani na začiatku tohto storočia, o čom svedčí celý rad štúdií: HORWITZ a RABOWSKI (1929), ANDRUSOV (1929, 1945, 1959), ANDRUSOV, 1959, SCHEIBNER (1967), ale hlavne BIRKENMAJER (1954 až 1963, 1977).

V šesťdesiatych rokoch sa najvýchodnejšieho úseku bradlového pásma dotkli práce LEŠKA et al. (1964), keď predmetom štúdia bola predovšetkým mladšia krieda a paleogén. V posledných rokoch bol beňatinsko-pročský úsek bradlového pásma predmetom podrobného štúdia predovšetkým litostratigrafie jurských, ale aj kriedovo-paleogénnych súvrství.

Východoslovenský, a najmä beňatinský úsek bradlového pásma sa oddávna pokladal za špecifický, čo sa týka litofaciálnej náplne súvrství mladšej kriedy, ako aj „priľahlých“ paleogénnych celkov – magurského a „nútrokarpatského“.

Materiály pre geologickú mapu 1 : 200 000, list Snina, sa rodili v období rozdielných názorov na členenie flyšových súvrství magurského, bradlového i vnútrokarpatského paleogénu. Nejednotnosť a rozpory vyústili do dvojakej interpretácie, prezentovanej na mape (1963) a vo vysvetlivkách LEŠKA et al. (1964). Leškovi sa podarilo presadiť jeho členenie paleogénu bradlového pásma na „centrálno-karpatský“ a inovský vývoj pod spoločným označením „beňatinský flyš“. Centrálno-karpatský vývoj má v postupnosti tieto členy: pročské vrstvy, „bazálne súvrstvie“ karbonátových zlepcov a pieskovcovo-ílovcové vrstvy (stredný – mladší eocén) s červenými ílovcami. Inovský vývoj má vrstvový sled: pročské vrstvy, pestré ílovce (starší – stredný eocén) a sliene (globigerínové – mladší eocén), „beňatinské“ menilitové vrstvy s laminovanými „jaselskými lupkami“ (najmladší eocén – starší oligocén) a najvyššie, krosniansko-malcovské vrstvy.

Jurské sedimenty zaraďuje LEŠKO et al. (1964) k čorštynskej sérii, podobne aj strednokriedové a senónske pestré sliene. Z nich pri Modre n. Cirochou

a v Kamenici n. Cirochou určila BRESTENSKÁ (1953), (ex LEŠKO, l. c.), v nadloží albských pestrých slieňovcových vrstiev cenomanské spoločenstvá. V okolí Podhorode a Beňatiny sa podarilo SAMUELOVI (1959) identifikovať cenomanské foraminifery v slieňovcovo-ílovcovom súvrství v priamom nadloží albu. Tu sa preukázal aj turónsky vek červených slieňovcov. Senónsky vek až po mástricht bol doložený foraminiferami pri Beňatine (l. c.). Do pieninskej „série“ s. l. sú zaradené jarmutské vrstvy: asi 100–200 m flyšového vývoja senónu (kampán – mástricht). Na rozdiel od ANDRUSOVA (1938, 1965), nepokladá LEŠKO (op. cit.) bradlové mezozoikum za substrát magurského flyšu.

LEŠKO a SAMUEL (1968) v podstate nadradili biostratigrafické členenie nad litostratigrafické, keď za základ opisu sekvencií zobrali vekovú škálu. Tak v beňatinskom úseku bradlového pásma odlišili „apt – alb – cenoman“, „turón“ a „senón“, a to v každom stupni dva základné „vývoje“: slieňovcový (resp. pelitický) a flyšový (resp. „netypický flyšový“). Pelitický vývoj sa podľa týchto autorov viaže na severné okrajové časti bradlového pásma, „flyšoidný vývoj“ zasa na stredné a flyšový na južné časti bradlového pásma. Vzťah bradlových sekvencií k jurským bradlám nie je komentovaný, avšak autori konštatujú neprítomnosť pienidných sledov.

Významné je ponímanie „beňatinského flyšu“ (myslí sa paleogénneho) ako špecifickej litotektonickej jednotky. Podľa autorov (l. c.) je základným kritériom faciálna a stratigrafická odlišnosť od „definovaných sérií magurského paleogénu“. Tento špecifický vývoj má síce „niektoré členy faciálne zhodné alebo spoločné s paleogénnym vývinom centrálnych depresí vnútorných jednotiek Západných Karpát“, no „ak tvoria nadložie bradlového mezozoika“, považujú ich za súčasť beňatinského flyšu. Ako „centrálnekarpatký paleogén“ označujú súvrstvia uložené v synklinóriu centrálnych jednotiek ZK, ktoré so svojím podložím prekonalí jednotný tektonický vývoj počas paleogénu(?) a neogénu. Teda tam, kde sa paleogénne súvrstvie južnej centrálnekarpatskej fácie vyvinulo v nadloží pieninskej kriedy (so spoločným tektonickým vývinom), hovoria o beňatinskom paleogéne (l. c., s. 39).

Podľa oblastných kritérií členia autori beňatinský flyš na severný – inovský a južný – „centrálnekarpatký vývoj“. V inovskom vývoji (paleocén – oligocén) sú spodné členy „bradlového charakteru“, vrchná časť od mladšieho eocénu je „súľovsko-sliezka“. Do inovského vývoja patrí vrstvomý sled: pročské súvrstvie (paleocén – starší eocén) s pestrými ílmi a ílovcami (stredný eocén), globigerínové sliene (?mladší eocén), menilitové ílovce a ?malcovské súvrstvie (mladší eocén – starší oligocén).

Južný vývoj charakterizuje vo vrstvomom slede pročské súvrstvie (mladší paleocén – starší eocén), súľovské zlepenca a pestré ílovce a sliene (stredný eocén). Je príznačné, že hoci je „beňatinský vývoj“ istým spôsobom samostatný v rámci „centrálnekarpatského paleogénu“, pre túto oblasť sa nepodarilo získať

presvedčivejšie paleontologické dôkazy o veku jednotlivých súvrství (SAMUEL a SALAJ, 1968). Až z oblasti j. od Humenného je uvedené jediné spoločenstvo s *Globigerina ex gr. yeguaensis* (WEIN. et APPLIN), *G. senni* (BECKMANN) a iné, z flyšových vrstiev v nadloží súľovských zlepenčov, na južnom konci Kamenice n. Cirochou, indikujúce mladší lutét. Pritom nie je celkom isté, z akých vrstiev toto spoločenstvo pochádza.

Tak LEŠKO et al. (1964), ako aj SAMUEL a SALAJ (1968) pripúšťajú transgresívny styk pročských vrstiev „severného vývoja“ na bradlovom pásme, i keď tento názor opierajú o slabé argumenty (diachrónny vek spodnej časti súvrstvia, hrubé klastiká).

Plynulý prechod, dokumentovaný medzi turónom a senónom, podľa autorov (LEŠKO a SAMUEL, 1968) vylučuje existenciu subhercýnskej fázy a údajná neexistencia diskordancie medzi kriedou a paleogénom v južnej oblasti vylučuje dokonca i vplyv laramskej fázy vrásnenia. Vrchná paleogénna séria v bradlovom priestore je posttektonická, a teda ilýrska. Súvrstvie najvyššieho eocénu a oligocénu (Ujak, Ľubotín, Modra n. Cirochou) bolo zvrásnené spolu s nadložným starším miocénnym súvrstvím, teda štajerské vrásnivé pohyby sa udiali po staršom tortóne, ale pred sarmatom.

Pravda, takéto (na viacerých miestach kontradiktné) definície nedávajú celkom jasno v členení kriedových a paleogénnych súvrství bradlového pásma a jeho vzťahu k vnútrokarpatskému priestoru. Význam majú len v regionálnom vyčlenení jednotlivých úsekov či oblastí. Korelácia na väčšiu vzdialenosť je obťažná, pretože definície sa držia viac stratigrafických ako litofaciálnych kritérií a implantované sú tektonické kritériá.

Materiál pročských zlepenčov podrobnejšie analyzovali MIŠÍK et al. (1991). Na základe tejto analýzy bola určená ako zdrojová oblasť klastov neopieninská kordiliera, rozprestierajúca sa v paleogéne pozdĺž južného okraja bradlového pásma.

Magurská jednotka, rozčlenená podľa klasického členenia (NOWAK, 1929) na tri čiastkové zóny, je na predkladanej mape zastúpená najvnútornejšou čiastkovou jednotkou – krynickou (= čerchovskou v zmysle STRÁNÍK, 1965, = kochanovskou v zmysle LEŠKO et al., 1964, 1968).

STRÁNÍK (1965) stanovil vrstvomý sled pre územie medzi Nižnými Raslavcami a Leluchowom na pieskovcovo-ílovcové vrstvy (paleocén), pieskovcové vrstvy (paleocén – mladší eocén), pestré ílovce, menilitové vrstvy a malcovské vrstvy.

LEŠKO et al. (1964) i LEŠKO a SAMUEL (1968) identifikovali na území dve litostratigrafické jednotky: belovežské vrstvy (súvrstvie) vrátane červených ílovcov (paleocén – starší eocén) a strihovské vrstvy (súvrstvie). Tieto dva členy sú plynule prepojené (= kobylnické či hieroglyfové vrstvy; KSIĄZKIEWICZ a LEŠKO, 1959; LEŠKO, 1960). Mladšie súvrstvia na území listu neopisujú. Pôvodne uve-

dený rozsah strihovského súvrstvia už od paleocénu neskôr autori popreli (LEŠKO a SAMUEL, 1968) a rozšírili jeho vrchné rozpätie až do mladšieho eocénu.

MÍŠÍK et al. (1991) urobili podrobnú analýzu obliakového materiálu zlepenčov v strihovských pieskovočoch. Obsahujú dosť podobný materiál ako pročské vrstvy, s tým rozdielom, že v nich nepotvrdili výskyt bradlových klastov. Aj táto skutočnosť podnietila autorov na definovanie juhomagurskej kordiliery, ktorá oddeľovala bradlové pásmo od magurského priestoru a ktorá by mala byť zdrojom pre sedimenty krynickej jednotky.

Aj v oblasti *Vihorlatských vrchov* sa začal geologický výskum už v minulom storočí. Samostatné výskumy BEUDANTA (1822), RICHTHOFENA (1858–1860) a KREUTZA (1871) sa zaoberali iba veľmi orientačne problémami stavby tohto vulkanického pohoria (okrem iných), ako aj vznikom a základnými petrografickými problémami erupčných hornín. TÄUBER (1913) sa zamerával aj na skúmanie problémov spätých s tektonickými pohybmi a fungovaním vulkanickej aktivity. Neskôr práce KUTHANA (1948, 1960) posunuli vývoj názorov na oblasť východoslovenských vulkanitov znovu o niečo dopredu. Výskumy boli už zamerané na stratigrafické, vulkanologické a petrografické štúdie.

Systematický vyhľadávaci geologický prieskum sa začal v roku 1963 šlichovou mineralogickou prospekciou, ktorú zhodnotil SLÁVIK (1969).

Geologické poznatky z predchádzajúcich výskumných a prieskumných prác sa stali základom ďalšej etapy geologickej činnosti, hlavne vo vulkanickom pohorí Vihorlatských vrchov.

V druhej polovici 60. rokov SLÁVIK et al. zmapovali východnú časť Vihorlatských vrchov a priľahlú časť paleogénu na SV od vulkanického pohoria v mierke 1 : 25 000. Autor tu riešil základné otázky geologickej stavby pohoria, tektoniky, sukcesie vulkanizmu, litologicko-petrografický charakter vulkanitov a ich stratigrafickú pozíciu. K najstarším vulkanickým horninám zaradil ryolitové tufy jz. od Beňatiny a Podhorode zistené vrtom Borola-2 ako ekvivalent hrabovských ryodacitových tufov spodnobádenského veku.

Do vrchného sarmatu zaradil prvé produkty andezitového vulkanizmu, tzv. viniansko-závadský komplex, tvorený extrúziami amfibolicko-pyroxenických andezitov v jz. časti Vihorlatských vrchov. Ostatnú, hlavnú časť pohoria autor zaradil do pliocénu. Vyčlenil dve vulkanické etáže, oddelené od seba vulkanicko-sedimentárnym súvrstvím, ktoré paralelizoval s iňačovsko-sejkovským súvrstvom pliocénneho veku.

Spodná etáž Vihorlatu a Popriečneho (stredný pliocén – pont) je definovaná pyroxenickými andezitmi, ktoré tvoria podložie a sčasti aj laterálny ekvivalent sejkovského uhl'onosného súvrstvia. Vrchnú, vulkanickú, etáž (levant) Popriečneho tvoria komplexy: petrovecko-choňkovský, koňušský, Popriečny – Holica a Vihorlatu – koňušský komplex, komplex Príkrej a Fetkov – Motrogon – Vihorlat. Z hľadiska typu vulkanických erupcií autor považuje koňušský komplex

vo Vihorlate za časový a faciálny ekvivalent koňušského komplexu v Popriečnom a komplex Príkrej za prechodný. S cieľom spresniť geologické údaje o stavbe a vývoji vulkanizmu sa realizoval aj paleomagnetický výskum s novým členením vulkanitov pohoria na formácie a komplexy (ORLICKÝ et al., 1970).

Stratigrafickú pozíciu ryodacitových tufov jz. od Podhorode z vrту Boroľa-2 stanovili GAŠPARIKOVÁ a SLÁVIK (1967). Mladotektonické pohyby širšej oblasti Podvihorlatia a ich odraz v najmladšom vulkanizme skúmal BAŇACKÝ (1967) a tektoniku sedimentárnych formácií vihorlatskej oblasti opísali LEŠKO a SLÁVIK (1969). Celkovú analýzu geologickej stavby Choňkovskej depresie v Podvihorlatí publikoval SLÁVIK (1971). Priebežne s analýzou geologickej stavby Vihorlatu a sukcesie vulkanizmu sa hlavná pozornosť venovala problematike vyhľadávania nerastných surovín. Prospekčný význam pohoria na základe minerálov rozsypov zhodnotil SLÁVIK (1970).

Začiatkom 70. rokov sa vo Vihorlate začal realizovať rozsiahly geofyzikálny a geologický prieskum. Výsledky geofyzikálneho prieskumu zhodnotili FILO a POSPIŠIL (1972) a FILO et al. (1975).

Na základe výsledkov geologickoprieskumných prác zo začiatku 70. rokov BACSÓ (1979) predložil novú koncepciu geologickej stavby pohoria a vývoja vulkanizmu. V pohorí vyčlenil úvodnú acidnú formáciu (vrchný bádén) a štyri intermediárne formácie (vrchný bádén – spodný panón). V rámci intermediárnych formácií autor ďalej vyčlenil tzv. štruktúrne komplexy (vulkanicko-sedimentárny, efuzívno-explozívny a subvulkanický) a definoval 4 vývojové etapy vulkanizmu.

V roku 1986 BACSÓ prehodnotil geologickú stavbu pohoria. Na rozdiel od predchádzajúceho členenia vulkanitov na formácie regionálneho rozsahu autor vyčlenil samostatné vulkanické štruktúry – polygénne andezitové stratovulkány Kyjov a Morské oko s čiastkovými vulkanickými kužeľmi Múr–Lysák a Vihorlat na obode vulkanicko-tektonickej depresie centrálného Vihorlatu. Na obode vulkanicko-tektonickej depresie v okolí Morského oka (centrálna vulkanická zóna stratovulkánu Morské oko v zmysle KALIČIAK et al., 1984) vyčlenil zasa parazitické vulkanické kužele Sokolský potok a Levková (stratovulkán Diel v zmysle KALIČIAK et al., 1984).

V roku 1984 z oblasti Vihorlatských vrchov a Popriečneho KALIČIAK et al. zostavili štruktúrno-geologickú mapu a štruktúrno-vulkanologickú schému pohoria v mierke 1 : 50 000, pričom pri paleovulkanologickej rekonštrukcii aplikovali štruktúrno-vulkanologickú a litofaciálnu analýzu vulkanických komplexov.

V skúmanom území vyčlenili samostatné andezitové stratovulkány (Popriečny, Diel, Morské oko) s definovaním centrálnych, prechodných a periférnych vulkanických zón a facií vulkanického kužeľa, plášťa a proluviálnej roviny.

Výsledky geologickoprieskumných prác sa stali aj podkladom na zhodnotenie metalogenetických pomerov v rudnom poli Remetské Hámre (BACSÓ a ĐUĐA, 1988).

V rokoch 1993–1996 nasledovalo základné geologické mapovanie v mierke 1 : 25 000. Jeho výsledkom boli práce z východnej časti (KALIČIAK et al., 1994) a zo západnej časti Vihorlatských vrchov (ŽEC et al., 1996). Týmto základným mapovaním boli detailnejšie charakterizované jednotlivé vulkanické štruktúry, pričom na základe stratigrafickej pozície sa vyčlenili jednotlivé litofácie a definovali nové vulkanické štruktúry (vulkán Kamienska), resp. spresnili sa hranice a vzájomné vzťahy komplexu Vinné so stratovulkánmi Kyjov, Sokolský potok, Vihorlat, Morské oko, Diel a Popriečny. Spresnili sa aj vzájomné litofaciálne vzťahy spomínaných stratovulkanických štruktúr.

Prvé kvartérne geologické výsledky výskumu predhoria Vihorlatských a Humenských vrchov Vývoj a stratigrafia kvartéru boli uvedené v kandidátskej dizertačnej práci BAŇACKÉHO (1967). V nej sú obsiahnuté výsledky čiastkových úloh výskumu. Najucelenejší prehľad južnej časti skúmaného regiónu podal BAŇACKÝ et al. (1983, 1987) v rámci výskumu severnej časti Východoslovenskej nížiny. V týchto prácach sú zahrnuté aj výsledky špecialistov, z ktorých VAŠKOVSKÁ riešila problémy mikromorfológie a litogeochemie hlinitých kvartérnych sedimentov, MINAŘÍKOVÁ a HORNIŠ sedimentárnu petrografiú. Mladotektonické prejavy v južnej časti Podvihorlatia dáva do súvisu s najmladším (pliocénno-kvartérnym) vulkanizmom BAŇACKÝ (1967). O vývoji rašelinísk a výpočte zásob rašeliny vo Vihorlatských vrchoch v rámci nálezovej správy píše BAŇACKÝ a KRIPPEL (1964). Palinologickým výskumom vihorlatských rašelinísk a vývojom rašelin v širavskej prepadline sa zaoberal KRIPPEL (1971, 1986). Zvetrávacie procesy vo Vihorlate a Popriečnom v medziobdobiach vulkanickej činnosti študovali KVITKOVIČ a HARMAN (1962). V mladšom pliocéne uvádzajú formovanie zarovnaných povrchov. Na základe získaných poznatkov začleňujú výlevy pyroxenických andezitov do panónu až stredného pliocénu. Stručný prehľad geomorfologických pomerov skúmaného regiónu v rámci monografického spracovania celého východného Slovenska podali KARNÍŠ a KVITKOVIČ (1970). Vznikom a vývojom vihorlatských jazier sa zaoberali hlavne IVAN (1951), LEŠKO (1954) a SLÁVIK (1958).

GEOLOGICKÝ VÝVOJ ÚZEMIA

Zložitú heterogénnu geologickú stavbu regiónu Vihorlatských a Humenských vrchov tvorí mezozoikum Humenských vrchov, mezozoikum bradlového pásma, bradlový paleogén, magurský (krynický) flyš, vnútrokarpatský paleogén, neogénne molasové sedimenty, rozsiahly komplex neogénnych vulkanitov Vihorlatských vrchov a kvartérne uloženy.

Geologický vývoj a stavba humenského mezozoika – najvýchodnejšieho segmentu vnútorných Západných Karpát – je produktom alpínskeho orogénneho cyklu. V triasovo-spodnokriedovej etape sú v jeho sedimentárnej výplni zaznamenané charakteristické črty sedimentárnych sekvencií fatrického trogu. Táto etapa kulminovala v apte – albe usadením flyšoidných súvrství s indikáciami členitého reliéfu zdrojovej oblasti klastík (obliaky glaukofanitov) ako dôsledku nastupujúcej paleoalpínskej etapy redukcie priestoru centrálnych Západných Karpát. Na datovanie tejto etapy nie sú v humenskom mezozoiku presné údaje. Na základe analógie so situáciou vo Vysokých Tatrách predpokladáme pospodnoturónsky severovergentný presun humenského mezozoika.

Jeho terajšiu šupinovitú juhovergentnú stavbu pravdepodobne sformovali miocénne pohyby vo východnom úseku externíd Západných Karpát. Priečna, zlomová segmentácia humenského mezozoika súvisí s ešte mladšími i kvartérnymi pohybmi v oblasti východoslovenskej neogénnej panvy, počas ktorých bola reaktivovaná, resp. novozaložená i časť smerných (sz.-jv.) zlomových štruktúr – napr. močariansko-topliansky zlomový systém.

Humenské mezozoikum ako súčasť krížňanského príkrovu fatrika má na báze plážové spodotriasové kremence lúžňanského súvrstvia. V dnešnom erozívnom reze pohorím súvrstvie nevystupuje na povrch. Nie je známe ani z vrtovej. Zdá sa, že sa odlepilo už v koreňovej zóne krížňanského príkrovu.

Koncom spodného triasu sa znížil prínos detritického materiálu, s čím súvisí sedimentácia pestrých ílovitých bridlíc. Stredný trias je charakteristický plytkovodnou karbonátovou sedimentáciou, počas ktorej sedimentovali, tak v tatriku, ako aj v krížňanskom príkrove, predovšetkým tmavé lavicovité vápence gutensteinského typu, dolomity a organogénne vápence.

Vrchný trias, podobne ako v iných úsekoch centrálnych Západných Karpát, sa vyznačuje pestrou plytkovodnou detriticko-karbonátovou sedimentáciou. Lunzké vrstvy v jeho profile síce chýbajú, zato mohutne a typicky je vyvinutý karpatský keuper s prevahou červených, zelených a fialových bridlíc a s mapovateľnými polohami dolomitov a pieskocov. V réte sú zastúpené hlavne tmavé organodetritické vápence s hojnými fosíliami. Tmavé bridlice sa vyskytujú len sporadicky.

Po starokimerských pohyboch nastúpila plytkovodná sedimentácia spodného liasu. Usadzovali sa piesčito-krinoidové vápence. V pliensbachu, v dôsledku prehĺbenia dna bazéna, prebiehala abysálna sedimentácia rytmov „fleckenmergelu“, v severnej časti s turbiditmi. Paroxyzmatickú mobilitu bazéna, pravdepodobne podľa listrických zlomov, a maximálne prehĺbenie jeho čiastkových trogov dokumentujú pestré fácie strednej jury, najmä jej vrchnej časti (keloveju). Usadzovali sa plytkovodné (lavicovité, krinoidové) vápence i abysálne rádioláriové vápence a rádiolarity typické pre zliechovskú fáciu južnej časti fatrika. Hlbokovodná sedimentácia pokračovala až do spodnej kriedy. V titóne sa usadili kalpionelové vápence s belemnitmi, rádioláriami a planktonickými organizmami, v staršej kriede (barém) zasa rohovcové vápence a sliene.

Splytčovanie sedimentačného prostredia – pravdepodobne viazané na prvé prejavy subdukcie sedimentačného priestoru jednotky – avizujú už organodetrilitické vápence aptu a urgónu. Uzatvorenie panvy viazané na kolíziu mikrodosky centrálnych Západných Karpát so subdukujúcim okrajom európskej platformy dokumentujú flyšoidné sekvencie albu – spodného cenomanu (slienité vápence, slienovce), ktoré nasadajú na organogénne vápence aptu.

Vzhľadom na geologický záznam v beňatinsko-pročskom úseku bradlového pásma môžeme rekonštruovať jeho geologický vývoj len od jury po starší paleogén.

Obdobie ranej jury (hetanž – sinemúr) je charakterizované synriftovým režimom s plytkovodnou morskou sedimentáciou a značným prínosom klastického materiálu, čo poukazuje na blízkosť zdrojovej oblasti.

Sedimentácia monotónnych čiernych bridlíc s jemnou prachovou prímесou a škvrnitých ilovitých vápencov s bioturbáciami („fleckenmergel“) dolnomlynskeho súvrstvia evokuje myšlienku, že sedimentovali v uzavretom okrajovom bazéne s anoxickými podmienkami. V najvyššom liase až v staršom dogeri bol tento bazén pravdepodobne zaplnený súvrstvím červených ílovcov s jemne klastickými sedimentmi. Tieto sedimenty naznačovali zmenu sedimentačných podmienok, ktoré sa prejavili hlavne v dogerskom období.

Bajok je charakterizovaný sedimentáciou piesčito-krinoidových vápencov, kde klastická prímес kremeňa a rozložených karbonátov indikuje proximitu zdroja. Dobré ohraničenie vrstiev, ako aj ich veľká hrúbka naznačujú sedimentáciu v hlbších partiách neritika, sprevádzaných subsidenciou.

Prehlbujúci sa sedimentárny režim počas batu až keloveju vyústil do hlbokovodných podmienok, keď sedimentovali hlbokovodné rádioláriové vápence a rádiolarity. V dôsledku pokračujúceho extenzného režimu panvy sa rozčlenil bazén na elevačné a depresné časti so sedimentáciou svahovo-hemipelagických hľuznatých čorštynských vápencov. Takýto režim pretrvával až do vrchnej jury – spodnej kriedy.

hl'uznatých čorštynských vápencov. Takýto režim pretrvával až do vrchnej jury – spodnej kriedy.

Pretože v beňatinskom úseku nemáme zachované horniny staršej kriedy, môžeme usudzovať na geologický vývoj tohto časového úseku na základe paralelizácie s inými oblasťami. Je známe, že v tomto období v čorštynskej jednotke existoval stratigrafický hiát a sedimentácia sa obnovila až v mladšom albe fáciou *couche rouges*. V našom prípade je táto fácia nahradená sedimentáciou zelenosivých škvrnitých vápнитých ilovcov s pasážami červených slieňov a vápнитých pieskocov albsko-turónskeho veku.

Po staršom turóne došlo k severovergentnému násunu jednotiek centrálnych Západných Karpát a pôsobeniu laramskej fázy vrásnenia medzi kriedou a paleogénom.

Ďalší vývoj pokračoval morskou transgresiou hrubých polôh bazálnych zlepcov stredného eocénu, ktorých materiál pochádza z karbonátových horizontov. V mladšom eocéne sa prehľbovalo morské dno, v dôsledku čoho nastala sedimentácia ilovitých hornín, ktoré prevládali nad polohami pieskocov.

Neogénny vývoj sa začal v egenburgu, ktorý je reliktné zachovaný za bradlovým pásmom zo SV. Táto pozícia dokazuje prepojenie východoslovenskej panvy s predhľbňou zo Z alebo zo SV. Sedimentácia bola pelitická, plytkovodná, v jej závere vstupovali do úzkeho bazéna malé delty.

Po hiáte v otnangu nastúpila karpatská transgresia. Bazálne teriakovské súvrstvie má prevažne hlbokomorský pelitický vývoj a jeho prítomnosť očakávame pod mladšími sedimentmi už na styku s centrálnym karpatským paleogénom. Evaporitové soľnobanské súvrstvie je v štádiu regresie a pri okraji bazéna ho nemožno očakávať. Transgresívny charakter má vrchná časť karpátu – kladzianske súvrstvie, ktoré má na styku s paleogénom pestrý lagunárny vývoj. V celom karpate bolo prepojenie s predhľbňou zo S alebo SV.

Báden mal opäť transgresívny charakter. Tak nižnohrabovské, ako aj nadložné vranovské súvrstvie majú detriticko-pelitický vývoj. Pôvod detritického materiálu nie je uspokojivo vyriešený. Vieme len, že nešlo o deltovú sedimentáciu, pretože obe súvrstvia majú bohatú morskú mikrofaunu. Prepojenie s predhľbňou bolo ako pri egenburgu a karpate.

V priebehu egenburgu a otnangu sa začala vulkanická aktivita v strednej časti panónskeho bazéna, ktorá počas bádenu a sarmatu pokračovala v jeho severovýchodnej časti, t. j. aj v oblasti Vihorlatských vrchov. Aktivitu tohto areálneho typu dacitového až ryodacitového vulkanizmu reprezentujú ryodacitové tufy¹. Ryodacitové tufy vystupujú na povrch západne od Vihorlatu pri Oreskom a sv. od Sobraniec. Ich bádenský vek je doložený mikrofaunou (GAŠPARIKOVÁ in

¹ Podľa SALTERS et al. (1988) z petrologického hľadiska ide o horniny dominantne krystalného pôvodu, ktoré vznikajú v dôsledku prehriatia kôry v „extenznom režime“ diapirizmom plášt'a a penikajúcou plášťovou magmou (PÓKA, 1988).

tufov bol paralelizovaný s horizontom hrabovských tufov vrchnobádenského veku (SLÁVIK, 1969).

Sedimenty sarmatu a panónu priamo na povrch nevystupujú, ale boli zachytené v podloží kvartérnych sedimentov vo vrtoch (napr. CHJ-1, jz. od Choňkovic), v podhorí Vihorlatských vrchov. Sivé a žltosivé silty a piesčité íly zaradila PLANDEROVÁ in VASS (1984) do panónu.

Etapa vulkanickej aktivity pokračovala v sarmate prienikom ryodacitových telies, ktoré prerážajú paleogénne sedimenty. Stratigrafická pozícia potvrdená rádiometrickým vekom s hodnotou $12,0 \pm 0,5$ Ma (AV – 83, z ryodacitového telesa vystupujúceho jv. od obce Beňatina) zaraďuje tieto prieniky ryodacitových telies na rozhranie stredného a vrchného sarmatu (tab. 1). SLÁVIK (1969) považuje ryodacit za faciálny a vekový ekvivalent granatických ryolitových tufov zistených vrtmi v Podvihorlatskej uhoľnej panve (medziuhoľná séria v zmysle BRODŇANA et al., 1959 – vyšší sarmat). V období spodnej časti vrchného sarmatu pokračovanie vulkanickej aktivity charakterizujú morfológicky výrazné extruzívne telesá amfibolicko-pyroxenických andezitov vystupujúce na povrch s prechodmi do výrazných zón extruzívnych brekcií komplexu Vinné. Viniansky komplex zahŕňa aj vulkanoklastiká overené vrtmi v podvihorlatskej oblasti [označované BRODŇANOM et al. (1959) ako aglomeraticko-tuftická séria]. Ich paralelizáciu s povrchovými produktmi urobil SLÁVIK (1969). V podloží aglomeraticko-tuftickej série vystupujú sedimenty s mikrofaunou sarmatskej zóny s *Elphidium hauerinum* (PROKŠOVÁ in BRODŇAN et al., 1959) a v nadloží sedimenty s foraminiferovou mikrofaunou zóny s *Nonniou granosum* (JENDREJÁKOVÁ et al., 1957). Rádiometrický vek z extruzívnych telies amfibolicko-pyroxenických andezitov (tab. 1) dokumentuje ich stratigrafickú pozíciu v súlade s biostratigrafickými údajmi doplnujúcimi stratifikáciu asociujúcich vulkanoklastík v podvihorlatskej oblasti.

Obdobie vrchného sarmatu až spodného panónu dominantne reprezentujú andezitové stratovulkány. Všeobecným znakom tejto vulkanickej aktivity je prevažne explozívny začiatok vulkanickej aktivity s postupným narastaním efuzívnej aktivity a zakončenie je charakterizované prienikmi intruzívnych telies. V podstate ide o monotónne vulkanické komplexy pyroxenických andezitov, ktoré však netvorí homogénny celok, ale vytvárajú samostatné vulkanické štruktúry – stratovulkány so zjavnou genetickou príslušnosťou k jednotlivým eruptívnym centráram. Tie sa dajú dobre definovať centrárnymi zónami s reliktnými vulkanických kužeľov a hydrotermálne premenenými horninami s intrúziami andezitových a dioritových porfýrov, prechodnými vulkanickými zónami tvorenými vulkanickým plášťom a periférnymi vulkanickými zónami tvorenými prevažne redeponovanými pyroklastikami a epiklastikami. V priebehu už spomínanej explozívno-efuzívnej aktivity sa vytvorili dve výrazné reťaze andezitových stratovulkánov.

Východná reťaz sz.-jv. smeru zahŕňa morfológicky izolované stratovulkány Popriečny, Diel a Morské Oko. Vývoj jednotlivých stratovulkánov východnej reťaze sa začal explozívnu aktivitou v období vrchného sarmatu. Formáciu Popriečny stratovulkánu Popriečny reprezentujú najmä pyroklastické brekcie a autochtónne aglomeráty v striedaní s lávovými prúdmi. Vrchná formácia Petrovce je dominantná najmä efuzívnou aktivitou, pričom jednotlivé lávové prúdy stredno- až hruboporfyrických leukokratných andezitov vyplňajú erodované paleoúdolia v smere na juhozápad. Stratovulkán Diel charakterizujú formácie Dielu, Bystrej, Vavrovej a komplex centrálnej zóny. Formáciu Bystrej reprezentujú autochtónne aglomeráty a brekcie, ktoré sú v značnej miere prekryté lávovými prúdmi strednoporfyrických pyroxenických andezitov. Formácia Vavrovej pokračovala explozívnu aktivitou a prienikom celého radu dajok, ktoré prerážajú formáciu Bystrá. Lávové prúdy hruboporfyrických pyroxenických andezitov prekryávajú tieto pyroklastické uloženiny. Formáciu Dielu predstavujú najmä dajky, neky a extrúzie pyroxenicko-amfibolických andezitov. Komplex centrálnej zóny stratovulkánu zahŕňa intruzívne telesá dioritu/dioritového porfýru, alteráciou postihnuté horniny ekvivalentné formácii Vavrovej, ako aj mladšie dajky andezitov. Stratovulkán Morské oko reprezentuje formácia Hámre na báze a formácia Sninský kameň, ktorý ju svojimi efuzívnymi členmi v značnej miere prekryáva.

Západnú reťaz jz.-sv. smeru tvoria morfológicky splyvajúce stratovulkány Kyjov, Sokolský potok a Vihorlat po Morské oko, v oblasti ktorého sa vulkanické reťaze spájajú. Trochu excentricky vystupuje explozívny vulkán Kamienka, prekrytý produktmi efuzívnej aktivity stratovulkánov Kyjov, Sokolský potok a Morské oko. V stavbe andezitových stratovulkánov sa neprejavili výraznejšie etapy denudácie. O približne rovnakom čase vzniku všetkých vyčlenených andezitových stratovulkánov svedčia vzájomné vzťahy litofácií jednotlivých stratovulkánov, ktoré sa v miestach styku prstovite prekryávajú. Väčšinu z týchto stratovulkánov charakterizujú na báze produkty explozívnej aktivity ukladané do fluvialno-limnického prostredia, ktoré sú neskôr prekryté produktmi efuzívnej aktivity (dominantne ukladané v terestrickom prostredí).

Koncom pliocénu sa plytké podvihorlatské jazero postupne menilo na prietochne s močiarimi a bažinami, z ktorých sedimentovali organické íly, gytty a sapropely (BAŇACKÝ, et al., 1987). Fytopaleontologické rozborý vzoriek (KRIPPEL, ústna informácia) poukazujú na pozvoľný prechod vrchnopliocénnych sedimentov do uloženín spodného pleistocénu.

Erózne a denudačné procesy odstránili veľkú časť jazerno-močiarneho sedimentov. Zachovali sa iba sedimenty, ktorým v odnose zabraňovala formujúca sa zalužická hrast'ová štruktúra (BAŇACKÝ et al., 1987). Na styku Humenských a Vihorlatských vrchov vo vrchnom pliocéne až spodnom pleistocéne vplyvom tektonickej poruchy sa tvorili travertíny. Intenzívnu denudáciu vystriedala

Tab. 1 Súhrnné výsledky rádiometrického datovania vulkanitov Vihorlatských vrchov (B. Žec, 1996)

Por. číslo	Označenie vzorky a horninový typ	Vek (mil. rokov)	Typ vulkanickej formy	Stratigraf. stupeň	Metóda dat.	Litostratigrafická jednotka	Lokalizácia vzorky	.Použitá literatúra
1	AV-83, ryodacit	12,0 ± 0,5	extruzívne teleso	stredný sarmat	K-Ar	Beňatina	lom vých. od obce Beňatina	(6)
2	AV-121, px. andezit	12,0 ± 0,5	extruzívne teleso	stredný sarmat	K-Ar	Vinné komplex	lom záp. od obce Trnava n. L.	(6)
3	AV-96, px. andezit	12,6 ± 0,6	lávový prúd	sp./str. sarmat	K-Ar	Vinné komplex	zárez cesty, Voniarsky potok	(6)
4	AV-123, px. andezit	11,0 ± 0,4	lávový prúd	vrchný sarmat	K-Ar	Kyjov stratovulkán	kóta Marečková (401,3m.n.m.)	(6)
5	AV-77, px. andezit	11,5 ± 0,6	lávový prúd	stredný sarmat	K-Ar	Popriečny stratovulkán	lom blízko potoka Koromľa	(6)
6	AV-104, px. andezit	10,6 ± 0,5	lávový prúd	spodný panón	K-Ar	Popriečny stratovulkán	zárez cesty južne od k. Lieštiny	(6)
7	AV-79, px. andezit	10,0 ± 0,4	lávový prúd	spodný panón	K-Ar	Popriečny stratovulkán	odkryv JV od kóty Starý Koňuš	(6)
8	AV-80, px. andezit	10,2 ± 0,5	lávový prúd	spodný panón	K-Ar	Popriečny stratovulkán	odkryv vých. od obce Koňuš	(6)
9	AV-81, px. andezit	11,7 ± 0,5	lávový prúd	stredný sarmat	K-Ar	Popriečny stratovulkán	odkryv vých. od obce Koňuš	(6)
10	AV-78, px. andezit	10,7 ± 0,4	lávový prúd	spodný panón	K-Ar	Popriečny stratovulkán	lom SV od obce Petrovce	(6)
11	AV-76, px. andezit	10,1 ± 0,4	lávový prúd	spodný panón	K-Ar	Popriečny stratovulkán	lom JZ od obce Husák	(6)
12	AV-82, px. andezit	11,6 ± 0,5	lávový prúd	stredný sarmat	K-Ar	Diel stratovulkán	lom JZ od obce Podhorod'	(6)
13	AV-90, px. andezit	11,1 ± 0,5	lávový prúd	vrchný sarmat	K-Ar	Diel stratovulkán	odkryv JZ od obce Podhorod'	(6)
14	AV-86, px. andezit	11,8 ± 0,6 11,9 ± 0,5	neck	stredný sarmat	K-Ar	Diel stratovulkán	kóta Drieň, SZ od obce Hlivišťa	(6)
15	AV-120, px. andezit	11,2 ± 0,4	lávový prúd	vrchný sarmat	K-Ar	Diel stratovulkán	zárez cesty, potok Rybníčka	(6)
16	AV-84, px. andezit	10,8 ± 0,7	neck	spodný panón	K-Ar	Diel stratovulkán	kóta Hôrka JV od obce R. Bystrá	(6)
17	AV-117, px. andezit	9,4 ± 0,5	dajka	panón	K-Ar	Diel stratovulkán	zárez cesty, potok Bystrá	(6)
18	AV-119, and. porfýr	11,4 ± 0,7	sillove teleso	stredný sarmat	K-Ar	Morské oko stratovulkán	odkryv vo svahu, oblasť Kapky	(6)
19	AV-124, px. andezit	10,2 ± 0,4	lávový prúd	spodný panón	K-Ar	Morské oko stratovulkán	odkryv záp. od kóty Múr	(6)
20	AV-118, px. andezit	10,0 ± 0,4	lávový prúd	spodný panón	K-Ar	Morské oko stratovulkán	zárez cesty juž. od kóty Veža	(6)
21	AV-88, px. andezit	10,6 ± 0,4	lávový prúd	spodný panón	K-Ar	Morské oko stratovulkán	zárez cesty sev. od kóty Postávka	(6)
22	AV-87, px. andezit	10,4 ± 0,5	lávový prúd	spodný panón	K-Ar	Morské oko stratovulkán	odkryv, kóta Sninský Kameň	(6)
23	AV-95, px. andezit	12,0 ± 0,5	lávový prúd	stredný sarmat	K-Ar	Morské oko stratovulkán	zárez cesty JV od obce Modrá n.C	(6)
24	AV-92, px. andezit	10,9 ± 0,4	lávový prúd	spodný panón	K-Ar	Vihorlat stratovulkán	odkryv SZ od kóty Vihorlat	(6)
25	AV-91, px. andezit	9,7 ± 0,4	protrúzia	panón	K-Ar	Vihorlat stratovulkán	kóta Vihorlat (1076 m.n.m.)	(6)
26	AV-102, px. andezit	10,9 ± 0,4	lávový prúd	spodný panón	K-Ar	Sokolský potok stratovulkán	zárez cesty juž. od k. Dielik	(6)
27	AV-93, px. andezit	10,8 ± 0,5	lávový prúd	spodný panón	K-Ar	Sokolský potok stratovulkán	lom JV od obce Kamienka	(6)
28	AV-101, px. andezit	10,2 ± 0,4	lávový prúd	spodný panón	K-Ar	Sokolský potok stratovulkán	zárez cesty V od kóty Ostrý vrch	(6)

Tab. 1 Súhrnné výsledky rádiometrického datovania vulkanitov Vihorlatských vrchov (B. Žec, 1996)

Por. číslo	Označenie vzorky a horninový typ	Vek (mil. rokov)	Typ vulkanickej formy	Stratigraf. stupeň	Metóda dat.	Litostratigrafická jednotka	Lokalizácia vzorky	Použitá literatúra
29	AV-97, px. andezit	11,0 ± 0,4	lávový prúd	vrchný sarmat	K-Ar	Kyjov stratovulkán	lom vých. od kóty Skalka	(6)
30	AV-99, px. andezit	10,7 ± 0,4	lávový prúd	spodný panón	K-Ar	Kyjov stratovulkán	zárez cesty SZ od kóty Skalka	(6)
31	AV-98, px. andezit	10,9 ± 0,4	lávový prúd	vrchný sarmat	K-Ar	Kyjov stratovulkán	lom SV od obce Porubka	(6)
32	AV-122, px. andezit	10,6 ± 0,4	lávový prúd	spodný panón	K-Ar	Kyjov stratovulkán	odkryv, kóta Dlhá (572 m.n.m.)	(6)
33	AV-100, px. andezit	10,6 ± 0,4	lávový prúd	spodný panón	K-Ar	Kyjov stratovulkán	odkryv JV od obce Kamienska	(6)
34	AV-94, px. andezit	10,3 ± 0,5	lávový prúd	spodný panón	K-Ar	Kyjov stratovulkán	lom JV od obce Kamienska	(6)
35	AV-103, px. andezit	10,2 ± 0,4	lávový prúd	spodný panón	K-Ar	Kyjov stratovulkán	lom JV od k. Tomašový vrch	(6)
36	AV-35, amph.-px. andezit	11,75±0,25	extruzívne teleso	stredný sarmat	K-Ar	Vinné komplex	Medveďova	(1)
37	2-1065, amph.-px. andezit	11,95	extruzívne teleso	stredný sarmat	K-Ar	Vinné komplex	Lancoška	(3)
38	3-1066, amph.-px. andezit	11,90	extruzívne teleso	stredný sarmat	K-Ar	Vinné komplex	Vinné	(3)
39	4-1067, amph.-px. andezit	11,70	extruzívne teleso	stredný sarmat	K-Ar	Vinné komplex	Šutová	(3)
40	5-1068, amph.-px. andezit	11,95	extruzívne teleso	stredný sarmat	K-Ar	Vinné komplex	Trnava n. Laborcom	(3)
41	6-1069, px. andezit	11,70	lávový prúd	stredný sarmat	K-Ar	Kyjov stratovulkán	Klokočov	(3)
42	AAD-20, px. andezit	12,00±0,70	lávový prúd	stredný sarmat	K-Ar	Kyjov stratovulkán	Klokočov	(2)
43	7-1070, px. andezit	11,30	lávový prúd	vrchný sarmat	K-Ar	Popriečny stratovulkán	Podhorod'	(3)
44	10-1073, px. andezit	11,90	lávový prúd	stredný sarmat	K-Ar	Morské oko stratovulkán	Zemplinské Hámre	(3)
45	AAD-25, px. andezit	9,80±0,20	protrúzia	panón	K-Ar	Vihorlat stratovulkán	Vihorlat	(2)
46	AAD-26, px. andezit	9,20±0,70	protrúzia	panón	K-Ar	Vihorlat stratovulkán	Vihorlat	(2)
47	AAD-29, andezitodacit	11,40±2,50	lávový prúd	vrchný sarmat	K-Ar	Popriečny stratovulkán	Choňkovce	(4)
48	AV-38, dacitoandezit	11,00±1,00	lávový prúd	vrchný sarmat	K-Ar	Popriečny stratovulkán	Husák	(1)
49	V-2345, amph.-px. andezit	11,30±0,70	lávový prúd	vrchný sarmat	F-T	Morské oko stratovulkán	Remetské Hámre	(5)
50	V-1433, amph.-px. andezit	11,30±0,50	protrúzia	vrchný sarmat	F-T	Vihorlat stratovulkán	Vihorlat	(5)
51	RHM-838, amph.-px. andezit	11,00±0,50	teleso	vrchný sarmat	F-T	Morské oko stratovulkán	Morské oko - Veža	(5)
52	RH-6/180, dior. porfýr	11,00±0,50	teleso	vrchný sarmat	F-T	Morské oko stratovulkán	Morské oko	(5)

Údaj sa nachádza v práci:

(1) Bagdasarjan et al., 1971, (2) Slávik et al., 1976, (3) Ďurica et al., 1978, (4) Vass, 1978, (5) Repčok et al., 1988, (6) Pecskey et al., 1997

(v mladšej fáze spodného pleistocénu) tvorba prolúvií, ktorých sedimenty vyplňali poklesávajúcu úbrežskú depresiu. Vývoj periglaciálnych kužeľov bol prerušený počas kromerského interglaciálu fluvialno-deluviálnym hlinito-ílovitým komplexom. V mindeli pokračovalo vyplňanie úbrežskej depresie prolúviami.

Ďalšie prerušenie proluviálnych aktivít nastalo v holsteinskom interglaciáli, počas ktorého sedimentovali ílovito-hlinité, miestami organické komplexy.

Najintenzívnejší rozvoj prolúvií prebiehal v rise, resp. vo vrchnom rise. V tomto období sa na Laborci a Ciroche tvorili fluvialne piesčité a štrkovité akumulačné terasy.

V emskom interglaciáli prevládala fluvialno-organická sedimentácia.

Proluviálna činnosť vo vrchnom pleistocéne bola oproti strednopleistocénemu vývoju na ústupe. Vytvárali sa menšie, prevažne typické vejárovité kužele hlinitého a hlinito-štrkovitého charakteru. Bazálne časti nív vyplňali piesčité štrky. Dochádzalo k resedimentácii (preplaveniu) koncových častí podvihorlatských kužeľov do fluvialnej podoby.

V priľahlých častiach regiónu eolická činnosť produkovala spraše, ktoré v postsedimentárnom období podľahli dekalifikácii a v súčasnosti ich charakterizujeme ako sprašové hliny. Eolicko-deluviálne procesy nahromadili mocné pokryvy sprašovitých hĺn, hlavne v južnej časti regiónu na predhorí Vihorlat – Popriečny.

V neskorom glaciáli (v allerödskom období) sa začala v širavskej prepadline tvorba rašelin a pokračovala v postglaciáli (KRIPPEL, 1986). V mladšom arktickom období (mladý dryas) nastalo opäť ochladenie. Vo Vihorlate vznikli jazerá, ktoré sa začali zaplňovať organickým alebo anorganickým materiálom. Sú to rašeliniská Postavka, Hypkaňa a Ďurova mláka. Z tohto obdobia pravdepodobne pochádza jazero Morské oko.

V holocénnom období pokryli povodňové kaly wümské štrky dnevej výplne nív, výrazne sa tvorili kamence. V preboreáli nastalo definitívne oteplenie. Začiatkom staršieho atlantiku sa zvlhčenie prejavilo na poklese krivky *Corylus* v peľovom spektre rašeliniska Hypkaňa a vzostupom zrn AP. V mladšom atlantiku pretrvávalo vlhké podnebie so zvýšenými teplotami.

V subboreálnom období mierne poklesla teplota, podnebie bolo oproti minulému obdobiu suchšie. V subatlantiku nastalo teplé a suché obdobie, pozorovať osídlenie územia človekom.

LITOLÓGIA, STRATIGRAFIA, MAGMATIZMUS

MEZOZOIKUM

V skúmanej oblasti vystupujú komplexy mezozoických hornín v odlišnej tektonickej pozícii. Mezozoikum Humenských vrchov, reprezentované sekvenciami od stredného triasu až do strednej kriedy, vystupuje v západnej časti regiónu a ďalej v podloží vulkanitov Vihorlatských vrchov. Jurské až kriedové sekvencie bradlového pásma podstielajú vulkanity Vihorlatských vrchov v severovýchodnej časti a vystupujú na povrch na severovýchodnom okraji regiónu.

Humenské mezozoikum

Mezozoikum Humenských vrchov (obr. 3) tvoria prevažne karbonáty stredného triasu až strednej kriedy. Sekvencia litofaciálne zodpovedá sedimentom fatrika a reprezentuje zároveň najvýchodnejší úsek tejto paleoalpínskej jednotky v centrálnych Západných Karpatoch. Tektonicky je sformovaná do štyroch imbrikovaných šupín zsz.-vzv. smeru (jasenovská, Klakočiny, Kocovo a šupina Hôrky), ktoré sú rytmicky porušené strmými, najmä s.-j. zlomami (podrobnejšie v kapitole o tektonike).

Trias

Sedimenty triasu budujú podstatnú časť humenského mezozoika. Sú zastúpené najmä karbonátmi stredného – vrchného triasu, ktoré sa významne podieľajú na stavbe šupín, hlavne ich bazálnych častí. Najväčší výskyt môžeme sledovať v šupine Klakočiny a Kocovo.

183 gutensteinské vápence (anis)

Gutensteinské vápence sú najstarším odkrytým členom humenského mezozoika. Budujú predovšetkým centrálnu časť Humenských vrchov od kóty Klakočiny cez kótu Krivošťany, Skaly až po severný okraj lomu Oreské, kde tvoria nepriebežnú bázu všetkých šupín mezozoika s hrúbkou 150–350 m.

Sú to tmavosivé až čierne, miestami svetlé masívne hrubolavicovité (10 až 80 cm) vápence, miestami s polohami dolomitov (max. 10 m – na hrebni Krivošťianky), ktoré vystupujú vo vrchnej časti súvrstvia. Vápence sú presekávané

Vek			m	Litostratigrafické jednotky		
KRIEDA	Cenoman		max. 250	porubské súvrstvie		
	Alb	166	max. 50	sivé vápence		
	Apt	170	max. 70	tmavohnedé, čierne vápence		
	Barém		max. 200			
	Hoteriv		max. 200	tmavosivé slienité vápence s hfúzami rohovcov		
	Valangin	171				
	Berias					
JURA	MALM	Titón	max. 30	svetlé slienité vápence (osnické súvrstvie)		
		Kimeridž	173			
		Oxford				
	DOGER	Kelovej	174	max. 20	sivokrémové celistvé vápence	
		Bát				
		Bajok	175	max. 15	ružové, červené krinoidové vápence (hierlatzské vápence)	
		Álen				
		LIAS	Plien. Sine.	Toark	max. 7	allgäuske súvrstvie
				Domér		
				Karix		
Lotaring Sp.Sinemúr						
Hetanž	176	max. 100	kopienecké súvrstvie			
TRIAS	Rét	178	max. 10	fatranské súvrstvie		
	Norik	179	max. 100	karpatský keuper		
	Karn	180	max. 10	svetlé vápence		
	Ladin	182	max. 250	ramsauké dolomity		
	Anis	183	max. 350	gutensteinské vápence		

Obr. 3 Litostratigrafická tabuľka mezozoika Humenských vrchov (Jacko ml., 1996)

nepravidelnou sieťou kalcitových žiliek, sú často laminované a na ich báze sa miestami nachádzajú aj polohy rauvakov.

Mikrofaciálne patria vápence k biomikritom, resp. biomikrosparitom s veľmi nízkou frekvenciou organického komponentu. Z organických zvyškov sa vyskytujú globochéty, úlomky krinoidov a lamelibranchiát.

Na základe fauny určenej KOCHANOVOU (in MAHEL, 1969), odobranej na severnom svahu Krivoštianky sv. od kóty 470,4 m [*Hoernesia socialis* (SCHLOTH.)],

Entolium discites (SCHLOTH.), *Placunopsis ostracinum* (GIEBEL), *Myophoria goldfussi* (ZIETEN.), *Myophoria* sp., *Coenothyris vulgaris*], boli vápence biostratigraficky zaradené do anisu.

182 ramsauské dolomity (vrchný anis – ladin)

Ramsauské dolomity vystupujú priamo v nadloží gutensteinských vápencov. Ide o plošne najrozšírenejšie súvrstvie, ktoré je zastúpené v každej šupine humenského mezozoika s najväčšou hrúbkou na južných svahoch Humenských vrchov a jv. od kóty Uhliská (486 m n. m.).

Vzhľadom na neprítomnosť lunzkých vrstiev v študovanom území nie je možné dolomity rozčleniť na stredno-, prípadne vrchnotriasové. Chemická analýza urobená zo vzoriek tohto súvrstvia poskytuje pravdepodobnú možnosť rozčleniť súvrstvie na dva typy:

Oxidy	Typ 1	Typ 1	Typ1	Typ 1	Typ 2	Typ 2	Typ 2	Typ 2
SiO ₂	0,31	0,16	0,24	0,3	0,65	0,69	1,30	1,05
Al ₂ O ₃	0,05	0,05	0,15	0,21	1,01	2,03	2,03	2,00
CaO	54,93	32,87	32,05	32,88	30,84	37,85	30,84	46,30
MgO	1,51	20,16	20,99	20,07	21,16	16,12	19,15	8,06
Fe ₂ O ₃	0,01	0,05	0,01	0,05	–	–	–	–
FeO	0,03	0,04	0,08	0,06	0,28	0,14	0,28	0,14
+H ₂ O	42,82	46,15	46,04	46,09	45,63	42,79	45,64	42,04
–H ₂ O	0,06	0,01	0,04	0,05	0,30	0,02	0,00	0,21
K ₂ O	0,01	0,01	0,04	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,05	0,06	0,05	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO ₂	0,01	0,01	0,01	0,01	–	–	–	–
MnO	0,01	0,01	0,01	0,01	–	–	–	–
P ₂ O ₅	0,02	0,07	0,06	0,09	–	–	–	–
SO ₃	0,01	0,01	0,01	0,01	–	–	–	–
Σ	99,83	99,66	99,78	99,94	99,87	99,64	99,24	99,80

Spoločným znakom oboch typov je kolísanie obsahu oxidov CaO a MgO. Rozdielnosť, ktorá člení súvrstvie, je obsah oxidov SiO₂, Al₂O₃ a FeO v hornine.

Na základe týchto relácií a makroskopického pozorovania sme vyčlenili nasledujúce typy dolomitov:

1. Sivé až sivobiele vrstvovité, lavcovité (5–30 cm), brekciovité, jemnozrnné dolomity zastupujú podstatnú časť dolomitového komplexu. V dolomitoch (fototab. V, obr. 1) sa vyskytujú polohy grafitu (10–15 cm) – lokalita Oreské-lom – a nepravidelné polohy sivých až krémových, do biela vetrajúcich lavcovitých (10–30 cm), jemnokrystalických dolomitovaných vápencov, ktoré majú najväčšiu hrúbku

(cca 5–7 m) na kóte Barnabáška (479 m), patriacej k typovej lokalite tohto súvrstvia. Dolomitizované vápence obsahujú pseudomorfozy po sadrovci a anhydrite, biele očká („birdseyes“), pričom majú mikrofaciálne mikritovú, miestami dolosparitovú štruktúru. Biozložku, ktorá je zastúpená sporadicky, identifikovala BOOROVÁ z lokality Barnabáška (479 m) (pozri fototab. 1) misky ostrakód, ojedinele *Gemeridella minuta* BORZA et MIŠÍK. Prítomný je autigénny kremeň, ktorý je vzácné idiomorfne obmedzený.

Ramsauské dolomity majú mikritovú, dolosparitovú, resp. dolomikrosparitovú štruktúru. Z organických úlomkov boli zaznamenané len fantómy ?ostrakód a krinoidov.

Paleontologicky bolo súvrstvie doložené j. od kóty 431 m (BYSTRICKÝ in MAHEL, 1969) riasami: *Physoporella pauciforata* (GÜMB.) STEINM. v. *sulcata* BYSTRICKÝ, *Physoporella* cf. *praealpina* PIA, *Physoporella praealpina* PIA, *Physoporella dissita* (GÜMB) PIA, *Diplopora* sp. ind. Na základe uvedeného spoločného rias môžeme súvrstvie zaradiť do najvrchnejšieho anisu – ladinu.

2. Druhý typ sú ojedinelé dolomity vystupujúce vo vrchnej časti dolomitového komplexu s. od obce Oreské v oblasti Baľov lom a Za Okružlou s maximálnou hrúbkou do 10 m.

Sú krémové, ostro rozpadavé, jemnokryštalické, masívne, lavicovité (hrúbka lavíc 3–7 cm). Stavbu kontrolujú plochy vrstvovitosti.

Ide o dolomity s mikritovou štruktúrou bez fosílnych zvyškov.

Na základe ich charakteru a postavenia vo vrstvom slede v ich nadloží vystupuje karpatský keuper; predpokladáme stredno- až vrchnotriasový vek.

181 vápence stredného – vrchného triasu

Sú súčasťou sivých a sivobielych ramsauských dolomitov a spolu s nimi sú aj opísané. Majú nejasnú stratigrafickú pozíciu a obmedzené rozšírenie. Na základe výraznej makroskopickej odlišnosti sme ich vyčlenili ako samostatnú jednotku.

180 svetlé vápence (?karn)

Vo v. úseku Humenských vrchov zsz. od obce Porúbka a v. od kóty Hôrka (300 m) v nadloží dolomitového komplexu ojedinele vystupujú na povrch 2–7 m hrubej polohy svetlého vápence.

Charakteristickým znakom je biela až mliečna farba, lavicovitá (10–30 cm) odlučnosť, jemnozrnnosť a ostré ohraničenie od okolia Vápence sa vyznačujú mikritovou štruktúrou, sú bez mikrofauny. Nezistila sa ani prítomnosť makrofauny. Paleontologicky toto súvrstvie nie je dosiaľ doložené.

Stratigraficky sa vápence na základe superpozície zaraďujú do (?karnu), lebo v ich nadloží vystupuje karpatský keuper.

179 karpatský keuper – bridlice, dolomity (norik)

Karpatský keuper je najvýznamnejší reprezentant vrchného triasu v Humenskom pohorí. Je zastúpený vo všetkých šupinách humenského mezozoika. Morfológicky sa prejavuje napr. rovnosťou terénu jv. od hradného vrška Brekov a v západnej časti na južnom okraji Humenských vrchov, v okolí lokality Nad dolinou a Barlaška, kde dosahuje hrúbku do 100 m.

Súvrstvie tvoria pestré (červené, zelené, fialové) ílovito-piesčité bridlice, ktoré sa striedajú s polohami sivých masivných dolomitov. Možno ich sledovať v lokalite Nad dolinou pri Porúbke a s. od Oreského v lokalite Podpoloň.

Dolomity majú stromatolitovú a pseudoolitickú štruktúru s priereznymi organických zvyškov vlákien cyanofyceí, miestami sú prítomné aj ostrakódy, globochéty a foraminifery (*Arenovidalina amyvoluta* HO), ktoré určila KULLMANOVÁ (in KULLMANOVÁ a MAHEL et al., 1975).

Ílovité bridlice (tvorené klastickým materiálom, z ktorého prevláda predovšetkým illit, nasleduje muskovit, jemné úlomky kremeňa a úlomky živcov) sa smerom do nadložia striedajú s polohami sivých jemnozrnných kremítých pieskocov a polohami zlepcov.

Pieskovce tvorí nevytriedený kremeň piesčitej, resp. prachovej frakcie. Petrograficky pozostávajú zo 60–80 % angulárneho kremeňa a nestabilný komponent predstavujú K živce, Ca-Na živce a muskovit. Z akcesorických minerálov sú to zirkón a epidot, z rudných minerálov pyrit, ktorý je sekundárne zmenený na limonit. Základná hmota je sericitická s kalcitovým tmelom.

Zlepence sú tvorené obliakmi sivého až ružového kremeňa, sú spojené kalcitovým tmelom. Obliaky sú dobre opracované, pričom ich veľkosť varíruje medzi 1–3 cm.

Súvrstvie stratigraficky zaradila SNOPKOVÁ (in KULLMANOVÁ a MAHEL, et al., 1975) do norika na základe sporomorf *Ovalipos ovalis* (KRUTZSCH), *Praecirculina granifer* (KLAUS), *Triadospora* cf. *bölichii*, *Taeniaesporites* cf. *kraeuseli* z vrtnu MLS-1 Podskalka.

178 fatranské súvrstvie (rét)

Najvrchnejší trias vystupuje na povrch vo forme úzkych pruhov, resp. šošoviek na južnom svahu Brekovského a Jasenovského hradu a vo východnej časti Humenských vrchov západne od obce Porúbka. Hrúbka súvrstvia dosahuje 7–10 m.

Litologicky súvrstvie tvoria tmavosivé, sivé až čierne tenkolavicovité slienité vápence (5–20 cm). Mikrofaciálne ide o biomikrity, resp. biomikrosparity s bohato zastúpeným organickým detritom, tvoreným úlomkami krinoidových článkov, lamelibranchiát, brachiopód, gastropód, foraminifer a ďalšieho detritu. Charakteristickou črtou je dobré opracovanie úlomkov. Časté sú oomikritické

štruktúry, pričom jadrá oolitov tvoria úlomky organizmov. Zo súvrstvia pochádza pomerne bohatá makrofauna, ktorú vyhodnotila KOCHANOVÁ (in MAHEL, 1969): *Rhaetina gregaria* (SUESS), *Cyrtina uncinata* (SCHAFFH.), *Cyrtina austriaca* (SUESS), *Grammatodon bavaricus* (WINKL.), *Modiolus minutus* (GOLDF.), *Chlamys valoniensis* (DEFR.), *Dimyodon intusstriatus* (EMMR.), *Lopha haidingeriana* (EMMR.), *Placunopsis alpina* (WINKL.).

Na základe fauny zaradujeme fatranské súvrstvie do rétu.

Jura

Jurské sedimenty mezozoika Humenských vrchov sú zastúpené predovšetkým spodnoliasovými vápencami, ktorých výskyt môžeme sledovať vo všetkých šupinách mezozoika. Mladšie sedimenty áleu až titónu sa vyskytujú len sporadicky, preto nie sú miestami v geologickej mape 1 : 50 000 vyčlenené samostatne.

Pre juru Humenských vrchov je charakteristická plytkovodná krinoidová sedimentácia v intervaloch hetanž – bät, nastupujúca po zreteľnom starokimerskom porušení vrchnotriasovej sedimentácie. V bät sa prehĺbil oceán a nastala sedimentácia hlbokovodného materiálu až do kriedy.

177 kopienecké súvrstvie (hetanž – pliensbach)

Bázu jurskej sedimentácie zastupuje kopienecké súvrstvie, ktoré v neprítomnosti vápencov rétu leží na sedimentoch karpatského keuperu. Je zachované v celom profile humenského mezozoika, kde často tvorí súvislé pruhy s najväčším výskytom na lokalitách Okúr, Baniská, Uhlisko a Hôrka s hrúbkou súvrstvia do 100 m. Intenzívna erozívna činnosť a ľahká zvetrateľnosť vápencov ovplyvnila morfológiu územia, kde spolu s karpatským keuperom vytvárajú zarovnané úseky.

V bazálnej časti toto súvrstvie tvoria tmavosivé jemnozrnné masívne lavicovitité (10–50 cm) piesčito-krinoidové vápence, ktoré sa miestami striedajú s polohami tmavých, čiernych slienito-piesčitých bridlíc.

Mikrofaciálne sú to predovšetkým biosparity s vysokým obsahom biodetritu, tvoreného reliktnými krinoidovými článkami, aptychmi, brachiopódami, gastropódami a lamelibranchiátami (*Gryphaea* sp., *Cardinia* sp.). Z klastickej prímеси sú tu najmä ostrohranné úlomky kremeňa. Rudné minerály zastupuje pyrit, ktorý je často limonitizovaný.

Súvrstvie je bohaté na makrofaunu, z ktorej KOCHANOVÁ (in MAHEL et al., 1967) určila: *Gervillia dunkeri* (TERQUEM), *Pinna hartmanni* ZIET., *Chlamys subulata* (MÜNST.), *Chl. cf. jamoignensis* (TERQ.), *Lima (Plagiostoma) punctata* (SOW.), *Lima hettangiensis* TERQ., *Lima (Plagiostoma) hermanni* (VOLTZ), *Lima (Plagiostoma) cf. compressa* (TERQ.), *Liostrea irregularis* (MÜNST), *Entolium*

calvum (GOLDF.), *Plicatula* (*Harpax*) *hettangiensis* (TERQ.), *Gryphaea dumortieri* JOLY.

Smerom do nadložia pribúda klastickej prímеси. Piesčito-krinoidové vápence sú zelenosivé, jemnozrné, s ojedinelými polohami slienitých bridlíc s hrúbkou do 5 m (jv. od kóty Pľuštie, 484 m), s prímесou prachovitého kremeňa (lokalita Uhlisko). Faunu zastupujú predovšetkým makroskopicky väčšie články krinoidov, prítomné sú aj úlomky lamelibranchiát, gastropód a amonitov.

Terigénna prímес (5–7 %) je zložená z ostrohranných úlomkov kremeňa (veľkosť zrn 0,05–0,13 mm), ojedinele je prítomný aj zirkón a autigénny glaukonit.

Odtiaľ KOCHANOVÁ uvádza (in MAHEL, l. c.): *Plicatula* (*Harpax*) aff. *Laevigatus* (ORB.), *Gryphaea* cf. *cymbium* (LAM.), *Eopecten tumidus* (ZIET.), *Entolium disciformis* (SCHÜBL.).

Na základe paleontologických dôkazov zaradujeme toto súvrstvie do hetanžu až plienschachu.

176 allgäuské súvrstvie (vrchný sinemúr – toark)

Na južných svahoch Humenských vrchov obmedzene vystupuje na povrch allgäuské súvrstvie, ktoré dosahuje hrúbku cca 7 m. Najväčší výskyt je s. a sv. od obce Oreské.

Litologicky súvrstvie tvoria tmavosivé škvrnité slienité vápence a hnedé slabo slienité bridlice s polohami prachovcových lamín (1–3 cm).

Ide o mikrity. Organickú zložku zastupujú ihlice spongií, rádiolárií, úlomky krinoidov a ostrakód. Klastické prímес predstavujú angulárne zrná kremeňa.

Z tohto súvrstvia bola určená amonitová fauna (MAHEL, 1969): *Echioceras raricostatum* (ZIET.), *Vermiceras nodotianum* (D'ORB.). Podľa nej sme zaradili allgäuské súvrstvie do vrchného sinemúru – toarku.

175 ružové a červené krinoidové vápence (hierlatzké vápence); (plienschach – spodný oxford)

Výskyt tohto vápencia na povrchu je obmedzený len na lokality s. od Jasenovského a Brekovského hradu, v. od kóty Hôrka (300 m) a na lokalitu Chlm (495 m), kde hierlatzké vápence sledujú priebeh hlavného hrebeňa. Hrúbka vápencov je cca 15 m.

Sú to ružovofialové masívne lavicovité (hrúbka lavíc cca 0,5 m) hrubokryštalické krinoidové vápence s nepravidelnou odlučnosťou.

Štruktúrne ide o biosparity. Biodetrit zastupujú dobre vytriedené úlomky krinoidov, foraminifery (*Spirilina* sp., *Fronicularia* sp.), brachiopóda a detrit belemnitov. Články krinoidov sú úplne rekryštalizované. Klastické prímес tvoria zrnká kremeňa. Autigénne minerály zastupuje glaukonit.

Súvrstvie bolo zaradené na základe fauny, ktorú určil PEVNÝ (in MAHEL, 1969): *Calcirhynchia plicatissima* (QUENST.), *Grandirhynchia delmensis* (HAAS); a KULLMANOVÁ (in MAHEL et al., 1967): *Kallirhynchia mutans* (ROTHPL.), *Zeilleria waltoni* (DAV.), *Terebratula* cf. *latilingua* ROTHPL., *Terebratula* cf. *rubrisaxensis* ROTHPL., *Posidonia alpina* GRAS., *Oxytoma münsteri* (GOLDF.), *Chlamys* cf. *ambigua* (MÜNST.), *Nucleata bouei* ZEUSCH., *Terebratula mitis* SUESS, *Terebratula bilimeki* SUESS, *Terebratula biskidensis* ZEUSCH., *Rhynchonella lacunosa* QUENST., *Rhynchonella monsalvensis* GILL., *Pygope* cf. *diphya* COLONNA, *Entolium* cf. *cingulatum* (GOLDF.), *Placunopsis elliptica* DE LOR, *Liostrea multiformis triangularis* (DUNK.– KOCH.) a *Limea duplicata* MÜNST. (in MAHEL, 1969).

Dostatok paleontologických dôkazov nám umožňuje zaradiť hierlatzské súvrstvie do vrchného liasu (pliensbach) až vrchnej jury (oxford).

174 sivokrémové celistvé vápence (bat – oxford)

Ide o novovyčlenené súvrstvie, ktoré je vyvinuté len v niekoľkých šošovkách humenského mezozoika. Na povrch vystupuje s. od obce Oreské, lokality Za Okrúhlou (s. od kóty 284 m), Malá Dubová (kóta 328 m) a j. od obce Brekov, lokalita Klakočiny. Hrúbka vápencov nepresahuje 15–20 m.

Sú to sivokrémové jemnozrnné lavicovité (3–15 cm) celistvé vápence s kusovou odlučnosťou, zvetrávajúce selektívne pozdĺž plôch vrstvovitosti. Ide o čisté vápence, čo potvrdzuje aj chemická analýza:

CaO	54,67 %	Al ₂ O ₃	2,03 %
MgO	0,00 %	K ₂ O	0,00 %
SiO ₂	0,98 %	Na ₂ O	0,00 %

Mikrofaciálne ide o biomikrity, resp. biopelmikrity s vysokým obsahom biotritu, kde prevahu majú hlavne foraminifery (*Globulligerina* sp., *Lenticulina* sp., *Fronicularia* sp., *Spirillina* sp.), ktoré zistila BOOROVÁ (1996) (pozri fototab. I, obr. 2, 6). Nachádzajú sa tu aj ostrakódy (*Ostracoda* div. sp.), rádiolárie, ostne ježoviek a fragmenty echinodermát, hrubostenných bivalvií, amonitov, aptychov a planktonické foraminifery. Z akcesorických minerálov je prítomný kremeň.

Súvrstvie bolo stratigraficky zaradené na základe globuligerín (BORZA, 1980; BOOROVÁ in ŽEC 1996; pozri fototab. I, obr. 2, 6) a stratigrafického postavenia do batu – oxfordu.

173 svetlé slienité vápence (osnické súvrstvie); (oxford – spodný berias)

Nadväzujú priamo na podložné hierlatzské vápence, s ktorými tvoria výrazný morfológický stupeň. Vystupujú predovšetkým v severných častiach humenského

mezozoika s najväčším rozšírením na kóte Chlm (495 m), s. od kóty Krivoštianska hora (396 m) a s. od Jasenovského a Brekovského hradu. Hrúbka súvrstvia nepresahuje 30 m.

Vápence sú svetlohnedé, pleťovoružové, na povrchu so sivobiелou patinou, jemnozrné až slienité, lavicovité (5–20 cm), často zvrásnené, s nepravidelnou kusovitou odlučnosťou. Vápence sú miestami hľuznaté, smerom do nadložia viacej slienité. Farba hľúz je tehlovočervená.

Mikrofaciálne ide o biomikrity, resp. biopelmikrity. Vápence sa vyznačujú vysokým obsahom detritu. Mikrofaunu reprezentujú sakokómy, rádiolárie, ostrakódy, ostne ježoviek, fragmenty bivalvií, echinodermát a aptychov. Akcesoricky sú prítomné zná pyritu.

Paleontologicky súvrstvie doložila KULLMANOVÁ a MAHEL et al., 1975):

Crassicollaria parvula REMANE, *Crassicollaria intermedia* (DURAND DELGA), *Crassicollaria massutiniana* (COLOM), *Calpionella alpina* LORENZ, *Tintinopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU), *Globochaete alpina* LOMBARD, *Spirulina* sp., *Lenticulina* sp., *Nodosaria* sp., *Stomiosphaera* sp., *Saccocoma* sp., *Macroporella* sp., *Ostracoda* sp.

Prítomnosť nových fosílií zistila BOOROVÁ: *Fronicularia* sp., *Dorothia* sp., *Globuligerina* sp., *Crassicollaria brevis* REMANE.

Na základe bohatého paleontologického materiálu zaraďujeme súvrstvie do oxfordu až spodného beriasu.

Krieda

Vápence spodno-strednokriedového sedimentačného cyklu sa v študovanom území nachádzajú výlučne na severnom okraji humenského mezozoika. Najväčší výskyt sa viaže na jasenovskú šupinu, pričom lokálne sú kriedové sedimenty prítomné aj v šupine Hôrka a šupine Kocovo. Malá hrúbka súvrstvia, časté striedanie litofácií a lokálne prevrásnenie vápencov beriasu – aptu spôsobili, že na mape 1 : 50 000 sme miestami súvrstvia kriedy nevyčlenili samostatne.

171 tmavosivé slienité vápence s hľuzami rohovcov (mráznické súvrstvie); (berias – barém)

Na jurské súvrstvie konkordantne nasadajú vápence spodnej kriedy, vyvinuté predovšetkým v severnej jasenovskej šupine na kóte Chlm (495 m), Pľuštie (484), Barnabáška (458 m), Čubok (z. od obce Brekov) a na s. hrebeni Jasenovského a Brekovského hradu. Hrúbka súvrstvia je cca 100–200 m.

Litologicky ide o pelagické kalové tmavosivé a sivohnedé celistvé, na povrchu sivobiele lavicovité (5–35 cm) slienité vápence až sliňovce, v ktorých sa

ojedinele nachádzajú polohy tmavosivých a čiernych rohovcov. Vápence sú vrstvitité, často usmernené, výrazne vrásnené, s nepravidelnou jemnolupienkovitou odlučnosťou, s puklinami, ktoré sú vyplnené sieťou kalcitových žiliek.

Z hľadiska štruktúry ide o biomikrity. Organickú zložku zastupujú predovšetkým foraminifery, ihlice hubiek a úlomky amonitov, bivalvií, gastropód a aptychov. Minerálnu prímes predstavujú glaukonit a pyrit. Pyrit tvorí často výplne schránok.

Paleontologicky bolo súvrstvie doložené už v minulom storočí nálezom belemnitov (PAUL, 1870; in MAHEL et al., 1967) *Hibolites subfusiformis* RASPAIL. Najväčší dôkazový materiál bol však zozbieraný v 60. a 70. rokoch, keď ERISTAVI (1961; in MAHEL, l. c.) určil amonity: *Spiticeras* cf. *tenuicostatum* DJ., *Sp.* cf. *subguttatum* DJ., *Sp. cerreardi* KIL., *Sp. killiani* v. *elegans* DJ., *Negreliceras subnegreli* DJ., *Neocomites* cf. *trezanensis* LORY., *Neocomites neocomiensis* D'ORB., *Neocomites* cf. *neocomiensis* D'ORB. var. *prevolica* SAYN., *Neolissoceiras* cf. *grassi* D'ORB. KULLMANOVÁ z vrtu MLS-1 Podskalka (1975) uvádza: *Lenticulina* sp., *Spirillina* sp., *Dorothia* sp., *Hedbergella infracretacea* (GLAESSNER), *Robulus* sp., *Epistomina* sp., *Pseudothurmania angulicostata*, *Rhizammina* cf. *indirisa*, *Glomospirella gaultina*, *Haplophragmoides* sp., *Hedbergella* ex. gr. *infracretacea*, *Hedbergella* cf. *trocoidea*, *Clavihedbergella* ex. gr. *subcretacea*, *Anomalina* (*Gavelinella*) sp., *Neocomites neocomiensis* D'ORB., *Tintinnopsella carparthica* MURGEANU et FILIPESCU, *Crassicollaria colomi* DOBEN, *Calpionella alpina* LORENZ, *Saynella clypeiformis* D'ORB.

Zbierku fauny obohatili MICHALÍK et al. (1995) a BOOROVÁ (pozri fototab. 1, obr. 1,3, 4), ktorí potvrdili, resp. doplnili predchádzajúce výsledky.

Na základe paleontologických dôkazov bol určený vek súvrstvia berias – barém.

170 tmavohnedé a čierne vápence (barém – apt)

Na povrch vystupujú hlavne v s. jasenovskej šupine, kde nasadajú na vápence spodnej kriedy, s ktorými sú často zvrásnené. Súvrstvie prebieha od najzápadnejšieho výbežku humenského mezozoika (400 m s. od kóty 328 m) cez s. svah Brekovského hradu, lokalitu Novákovo, Pluštie (50 m s. od kóty 484 m), s. svah Jasenovského hradu až po lokalitu Chlm. Vystupuje aj vo forme nepravidelných šošoviek v bazálnom paleogéne v s. časti študovaného územia. Hrúbka súvrstvia je cca 70 m.

Sú to tmavohnedé a čierne jemnozrnné lavicovité (10–40 cm) vrstvitité vápence s nepravidelnými polohami čiernych hlúz rohovcov. Vápence sú popretínané sieťou kalcitových žiliek, majú nepravidelnú odlučnosť, veľmi často sú zvrásnené až do vrás metrového rádu.

Mikrofaciálne sú to biomikrity s rekryštalizovanou základnou hmotou. Biogény zastupujú prierezy foraminifer, krinoidov, machoviek. Z klastického materiálu je prítomný kremeň. Akcesoricky je zastúpený pyrit a autigénny glaukonit.

Paleontologicky súvrstvie doložil SALAJ (in MAHEL, 1967): *Hedbergella roberti* (GANDOLFI), *Discorbis wassoewizi* DJAFFAROV–AGALAROVA, *Anomalina* (*Gavelinella*) *barremiana* BETTENSTAEDT, *Epistomina spinulifera polypoides* (EICHENBERG), *Planomalina* (*Planomalina*) *chenioureensis* (SIGAL), *Anomalina* (*Gavelinella*) *rudis* REUSS. Najnovšie BOOROVÁ zistila: *Planomalina* (*Globigerinelloides*) sp., *Planomalina* (*Globigerinelloides*) cf. *ferreolensis* (MOULLADE) a *Ticinella* sp., *Ticinella bejaouaensis* SIGAL, *Ticinella roberti* (GANDOLFI), bentózne foraminifery *Lenticulina* sp., *Ammodiscus* sp. Z ďalších organických zvyškov sú zastúpené: *Globochaete alpina* LOMBARD, *Gemeridella minuta* BORZA et MIŠÍK, *Didemnoides moreti* (DURAND DELGA).

Na základe paleontologických dôkazov súvrstvie zaradujeme do barému – aptu.

169 nečlenená krieda (berias – apt)

Severný okraj mezozoika Humenských vrchov je charakteristický prítomnosťou najmä najmladších spodnokriedových útvarov. Ich časté striedanie a nepravidelné vykliňovanie je výsledkom zložitej tektonickej stavby územia. Tieto pomery nedovoľujú miestami v geologickej mape samostatne vyčleniť tmavosivé vápence s hľuzami rohovcov (berias – barém) a tmavohnedé až čierne vápence (barém – apt). V takýchto prípadoch ich spájame do jednej litofácie.

Na väčšine územia sú uvedené litofácie vyčlenené samostatne (vysvetlivky 170 a 171).

168 sivohnedé vápence (vrchný apt – spodný alb)

Výskyt vápencov tohto typu je v humenskom mezozoiku obmedzený na lokalitu Jasenov lom sv. od obce Jasenov (650 m z. od kóty Kováčka, 366 m). Hrúbka súvrstvia je cca 50 m.

Sú to sivohnedé, na povrchu sivé celistvé lavicovité (20–60 cm) vrstvomité slienité vápence, miestami s polohami čiernych rohovcov.

Štruktúra vápenca je intrabiopelmikrospartitová. Organické zvyšky sú silno rekryštalizované a zastúpené hlavne bentóznymi foraminiferami *Dorothia* sp., *Textularia* div. sp. *Spiropleetamina* sp., ktoré určila BOOROVÁ (in ŽEC et al., 1996). Z planktonickej zložky sa zachovali *Hedbergella* sp. a *Ticinella* sp.

Autigénne minerály zastupuje kremeň a klence karbonátov.

Súvrstvie bolo zaradené na základe foraminifer, ktoré poukazujú na vrchnoaptský vek.

167 porubské súvrstvie (alb – spodný cenoman)

Porubské súvrstvie reprezentuje najmladšiu mezozoickú sekvenciu humenského mezozoika s hrúbkou cca 200–250 m. Na povrch vystupuje len ojedinele v severných okrajových častiach, kde tvorí morfologicky zarovnané úseky z. od obce Brekov a j. a jv. od obce Jasenov.

Litologicky súvrstvie tvoria sivé až tmavosivé jemnozrnné piesčité vápence, lavicovité (15–60 cm), ktoré sa striedajú s polohami piesčitých bridlíc.

Piesčité vápence majú psamitickú štruktúru, stmelené sú vápnitým tmelom. Klastický materiál zastupuje predovšetkým stabilná zložka, ktorú reprezentujú zrná kremeňa s veľkosťou 0,052–0,078 mm. Nestabilné minerály zastupujú K živce, Ca-Na živce, muskovit a úlomky vápencových hornín. Akcesorické minerály predstavuje zirkón.

Bridlice majú pelitickú a aleuriticko-pelitickú štruktúru. Základná hmota je fľovito-vápnitá. Veľkosť aleuritických častíc dosahuje 0,026–0,52 mm. Bridlice tvorí aleuritický (20 %), menej i psamitický (1–25 %) materiál. Najväčšie zastúpenie z neho pripadá na zrná kremeňa (7–15 %). Z nestabilných zložiek sú tu hlavne živce, ktoré sú často sericitizované, resp. kaolinizované. Akcesorické minerály reprezentuje pyrit a autigénny glaukonit.

Vek súvrstvia bol doložený faunou. MAHEL et al.(1967) určil: *Hedbergella roberti* (GANDOLFI), *Hedbergella trocoidea* (GANDOLFI), *Gyroidina infracretacea* MOROZOVA, *Epistomina spinulifera* (REUSS), *Discorbis wassoewizi* DJAFF. AGAL., *Haplophragmoides nonioninoides* (REUSS), *Arenobulimina torula* TAPPAN, *Arenobulimina paynei* TAPPAN, *Anomalina (Gavelinella) complanata* REUSS, *Arenobulimina torula* LOEBLICH, *Epistomina spinulifera* (REUSS), *Bigennerina complanata* REUSS, *Arenobulimina paynei* LOEBLICH, *Hedbergella globigerinellionoides* (SUBB.) *Haplophragmoides nonioninoides* (REUSS). SALAJ (in MAHEL, l. c.) uvádza: *Planomalina (Planomalina) buxtorfi* (GANDOLFI), *Anomalina (Gavelinella) complanata* REUSS, *Textularia topagorukensis* TAPPAN.

Súvrstvie na základe paleontologických dôkazov zaradíme do albu – spodného cenomanu.

Mezozoikum bradlového pásma

Beňatinský úsek bradlového pásma s príľahlým vnútrokarpatským paleogénom na juhu a magurským paleogénom na severe má isté špecifiká oproti západnejším úsekom.

V rámci bradlových sekvencií sme na mape vyčlenili:

- „súvrstvie pestrých slieňov“ (166),
- allgäuske a dolnomlynské súvrstvie (165),
- „súvrstvie červených ílovcov“ (164),
- súvrstvie Smolegowej a súvrstvie Krupianky (163),
- čorštynské súvrstvie (162),
- rádioláriuové vápence a radiolarity (161),
- durštynské vápence (160),
- púchovské slieňovce a sliene (mladší turón? – kampán – mástricht) (159),
- flyšové jarmutské vrstvy (mladší kampán – mástricht) (158).

Nie je to súvislý (nepretržený) vrstvomý sled. Stratigrafický (?) hiát medzi titónom a strednou kriedou (mladším aptom?) a možno i v staršom turóne je príčinou vzniku pochybností o jeho integrite. Prinajmenšom strednokriedovú časť by sme mohli pokladať za „pieninskú“. Veď aj LEŠKO a SAMUEL (1960), resp. LEŠKO et al. (1964) za pieninské pokladali jarmutské vrstvy. Kontinuitu vrstvomého sledu na východnom Slovensku spochybnila aj SCHEIBNEROVÁ (1963) konštatovaním, že „kampán a mástricht“ sa nachádza len v oblasti Beňatiny a Podhorode. Strednokriedový slieňovcovo-ílovcový komplex má isté podobnosti s kysuckým sledom (tisalské vrstvy?). Preto v oblasti Podhorode rozlišujeme kompletnejší čorštynský a útržkový kysucký sled. Neuvažujeme o roztrhnutí vrstvomého sledu medzi púchovskými slieňmi a jarmutskými vrstvami, ako to spravil LEŠKO (op. cit.). Tieto súvrstvia sú spolu úzko priestorovo previazané a nezdá sa, že ide iba o tektonické zblíženie.

Kysucký sled (obr. 4)

166 „súvrstvie pestrých slieňov“; sliene, ílovc, pieskovce (alb – turón)

Pre nedostatok odkryvov a minimálne množstvo biostratigrafických údajov sme zahrnuli celý komplex strednokriedových pelítov do jediného súboru. Iba na dvoch miestach sa nám podarilo nájsť komplex sivých, miestami červených vápnných i nevápnných ílovcov, slieňov a slieňovcov, lokálne s vložkami pieskovcov. V rokline 900 m j.v. od k. Paprtný (621 m) v „podloží“ červených púchovských slieňovcov je asi 20 m vrstvomitých sivých škvrnitých slieňovcov, podobných na tisalské vrstvy. Z nich pochádza vápnný nanoplanktón: *Cyclagelosphaera deflandrei* (MANIVIT), *Ellipsagelosphaera fossacincta* BLACK, *Watznaueria barnesae* (BLACK), *Eifelithus* cf. *turrisieffeli* (DEFLANDRE), *Glaukolithus diplogrammus* (DEFLANDRE), *Manivitella pemmatoidea* (DEFLANDRE), *Gartnerago* cf. *nanum* THIERSTEIN, *Perissocyclus* sp., *Biscutum* cf. *constans* (GORKA), *Tranolithus*

manifestus STOVER, *T. phacelosus* STOVER. Pri neprítomnosti senónskych druhov interpretujeme vek tohto spoločenstva ako mladší alb – turón(?).

V nadloží sa nachádzajú červené bridličnaté sliene s foraminiferami: *Dicarinella imbricata* (MORNOD), *Falsomarginotruncana pseudolinneiana* (PESSAGNO), *F. renzi* (GANDOLFI), *F. schneegansi* (SIGAL), *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI), *Whiteinella archaeocretacea* PESSAGNO, *Hedbergella* sp., *Heterohelix* sp., ktoré indikujú najmladšiu časť stredného turónu (určila D. Boorová).

Patrí sem aj do 20 m hrubé súvrstvie sivozelených až svetlozelených škvrnitých vápnitých ílovcov s polohami škvrnitých ílovitých vápencov, ako aj tenkých (do 10 cm) lavičiek vápnitých pieskovcov. V doline Cirochy na západnom úpätí Vihorlatu LEŠKO et al. (1964) opisali pomerne pestrý vývoj tohto súvrstvia, ktorý je tu dobre stratigraficky doložený početnými foraminiferovými spoločenstvami v rozsahu alb až starší turón (l. c.). Pestrý vývoj súvrstvia pripomína vrstvy Brynckowej v zmysle BIRKENMAJERA (1977). Treba poznamenať, že pravé podložie pestrého ílovcového súvrstvia nepoznáme, čo spôsobuje nemalé ťažkosti pri rekonštrukcii vrstvomého sledu.

V záreze cesty na severnom konci Podhorode, pod bradlom so žltými krinoidovými vápencami, je takýto vrstvomý sled od podložia do nadložia:

– doskovité zelenosivé škvrnité bioturbované slieňovce s vločkami zbridličnatených ílovcov v celkovej hrúbke asi 4 m. Z vápnitého nanoplanktónu obsahujú iba priebežné jursko-kriedové druhy *Watznaueria barnesae* (BLACK), *Chiastocygus* sp. (= ?*Tranolithus* sp.) a *Cyclagelosphaera deflandrei* (MANIVIT). Táto časť je podobná tisalským vrstvám.

– sivoľalové a zelené sliene až ílovce s vločkou červených slieňov, celkove asi 160 cm. V nadloží je 20 cm poloha červených vápnitých ílov. Aj táto časť obsahuje iba širokorozsahové *Watznaueria barnesae* (BLACK), *Cyclagelosphaera margerelii* NOEL a *Manivitella pemmatoidea* (DEFLANDRE), ale v červených ílovcoch je aj *Eiffelithus eximius* (STOVER) a *Prediscosphaera* sp., indikujúce albský alebo mladší vek.

– sivé piesčité sliene vo vrstvách 15–20 cm s vrstvičkami jemnozrnných Tac pieskovcov s hrúbkou do 4 cm. Pri spodku je asi 80 cm sivých slieňov. Celkove vidno asi 4 m.

Nepodarilo sa potvrdiť rozšírenie strednokriedových „globotrunkánových slieňov“ v zmysle LEŠKA a SAMUELA (1960) v ploche, ktorú zakresľujú. Väčšinou tam ide o púchovské sliene a jarmutské vrstvy.

Celková hrúbka takto vyčleneného komplexu je asi 30 m, s vekovým rozpätím mladší alb – turón.

kysucký sled					litostratigrafická jednotka
vek		hrúbka (m)	litológia		
K R I E D A	senón				
	mástricht				
	kampán				
	santón				
	koňak		?		
	turón		?		
stredná	cenoman	30	sivé, zelenkavé a červené vápňité ílovice, hore vločky jemnozrnných pieskovcov		"súvrstvie pestrých sleňov" _____
	alb		zelenosivé tmavoškvrnité sleňovce		(tisaiské vrstvy?)
staršia	apt				
	barém				
	valangin				
	berias				
	hoteriv				

Obr. 4 Litostratigrafická tabuľka kysuckého sledu bradlového pásma (beňatinský úsek); M. POTFAJ a M. RAKÚS, 1996

Čorštynský sled (obr. 5)

165 dolnomlynské súvrstvie: pieskovce s tenkými vrstvičkami zelených piesčitých ílov, tmavosivé vápnité jemnopiesčité ílovce, škvornité piesčité vápence (hetanž – sinemúr)

Vystupuje na typových lokalitách v oblasti obcí Dolný Mlyn pri Novom Meste nad Váhom a Beňatina-lom, ľavá strana (fototab. V, obr. 3).

Toto nové súvrstvie dosiaľ unikalo pozornosti, hlavne pre podobnosť s tmavými súvrstviami dogeru (Szlachtowa a Opalienc fm.). Nálezy fauny (*Gryphaea* a amonity) však jednoznačne poukazujú na liasový vek súvrstvia. Na základe litológie ho môžeme rozčleniť na dva členy: spodný – pieskovcový a vrchný – ílovcový.

Spodný – pieskovcový člen:

V spodnej časti sukcesie, v ľavostrannej časti beňatinského lomu, vystupuje 3 až 5 metrov hrubá poloha svetlosivých, po zvetraní hnedých jemnozrných pieskovcov, tenko lavicovitých (okolo 5 cm), až pieskov s tenkými vrstvičkami zelených piesčitých ílov. V hrubších laviciach sa vyskytujú sféroidické konkrécie veľmi jemnozrných pieskovcov s limonitickými krustami. Smerom do nadložia (vrstvy sú v prevrátenej polohe) sú pieskovce vápnitejšie.

O veku týchto vrstiev nemáme priame údaje. Z tesného nadložia (asi 150 cm) nad lavicou čiernych krinoidovo-organodetrítických vápencov sme našli faunu gryfeí: *Gryphaea arcuata* LAM. Tento druh sa poväčšine vyskytuje v hetanži, ale zasahuje až do spodného sinemúru. Vychádzajúc zo situácie v beňatinskom lome, môžeme pieskovce považovať skôr za hetanžské ako za sinemúrske. Podobnú pozíciu majú aj arkózovité pieskovce na lokalite Krásna hôrka pri Nižnej (Orava), ktoré však patria do inej skupiny bradlových sukcesíí.

Opísané pieskovce vzhľadom na ich odlišné litologické zloženie môžeme považovať za nový litologický člen čorštynskej sekvencie.

Vrchný – ílovcový člen:

Toto súvrstvie možno charakterizovať ako súbor tmavých, prevažne čiernych, prípadne i tmavosivých, viac alebo menej vápnitých, jemne piesčitých (siltová frakcia) ílovcov, v strednej a vyššej časti s lavicami od 10 do 35 cm, škvornitých, jemne piesčitých slienitých vápencov. Mikrofaciálne sú to biomikrity s hojnými úlomkami echinodermát, článkami krinoidov, ostrakód, juvenilnými lastúrnikmi, spikulami silicispongií, nodosaridnými formami a zuhoľnatenými zvyškami rastlinných pletív. Hojné sú zhluky syngenetického pyritu, ktorý niekde vyplňa jadrá amonitov. Merateľná hrúbka súvrstvia je 20–25 m.

čorštynský sled							
vek		hrúbka (m)	litológia	litostratigrafická jednotka			
K R I E D A	senón	mástricht	350	pieskovce a ílovcé -flyš, vločky zlepcov	jarmutské vrstvy		
		kampán			100-140	slieňovce, lokálne vločky jemnozrnných pieskovcov	púchovské sliene
		santón	?	?			
		koňak					
	stredná	turón					
		cenoman					
		alb					
	staršia	apt					
		barém					
		valangin berias hoteriv					
J U R A	malm	titón	161	3-10	běžové, svetlosivé karpionelové málo krinoidové vápence	durštynské vápence	
		kimeridž	163	20	hfuznaté ružovočervené vápence, miestami sivé	čorštynské súvrstvie	
		oxford	162	7?	červené a zelené radiolarity a radioláiové vápence	radiolarity	
	doger	kelovej	164	80	sivé, ružové, červené lavicovité krinoidové vápence, miestami s rohovcami červenavé krinoidové vápence	súvrstvie Krupianky súvrstvie Smolegowej	
		bat					
		bajok					
	álen	165	5	červené, jemne piesčité sliedňovce s tenkými polohami sivozelených krinoidových vápencov a pieskovcov	súvrstvie červených ílovcov		
	lias	toark	166a	>20	škvritné sliene a sliedňovce	allgáuské vrstvy	
		domér					
		pliensbach					
lotaring							
sinemúr	166	25	tmavé vápnité ílovcé so siltovou prímesou, v spodnej časti organodetrítické piesčité vápen- ce, vyššie "fleckenmergle"	dolnomlynské súvrstvie			
hetanž							

Obr. 5 Litostratigrafická tabuľka čorštynského sledu bradlového pásma (beňatinský úsek); M. POTFAJ a M. RAKÚS, 1996

Na základe nálezu amonitov v beňatinskom lome toto súvrstvie stratigraficky kladieme do sinemúru (RAKÚS, 1995). Fauna amonitov pochádza z lavice škvrnitého slienitého vápenca a bola určená ako *Coronicerias lyra* HYATT a *Coronicerias (Paracoronicerias) cf. charlesi* DONOVAN. Táto fauna potvrdzuje prítomnosť vyššej časti spodného sinemúru, zónu *semicostatum*.

Tzv. „čierny lias“ na lokalite Beňatina je identický s „čiernym liasom“ na lokalite Dolný Mlyn pri Novom Meste nad Váhom (RAKÚS, 1995). V minulosti sa toto súvrstvie kládlo do dogeru. Prítomnosť sinemúrskych amonitov to však jednoznačne vylučuje. Okrem typického zafarbenia je tento, zdá sa „anoxický vývoj“ spodného liasu čorštynskej sukcesie charakterizovaný aj jemnou siltovo-piesčitou prímiesou.

165 allgäuské súvrstvie: striedanie škvrnitých ílovitých vápencov a vápnitých ílovcov (domér až starší toark?)

V beňatinskom úseku sa vyskytuje len veľmi obmedzene v severnej a východnej časti beňatinského lomu. Ide o súvrstvie sivých, hlavne však svetlosivých, jemne piesčitých škvrnitých lavicovitých (10–15–20 cm) ílovitých vápencov, ktoré sa striedajú so sivomodrými a sivými, miestami zelenkavými, jemne piesčitými vápnitými ílovcami. Vápnité ílovce sú v prevahe, takže škvrnité vápence tvoria v nich len vložky. Na základe fauny amonitov ich začleňujeme do doméru až spodného toarku(?). Z vyšších častí súvrstvia pochádza dosť zle zachovaná fauna amonitov, ktorá ale dostatočne preukazuje vrchnodomérsky, prípadne až spodnotoarský(?) vek súvrstvia:

- vzorka B/1: *Partschicerias* sp. a ?*Pleuroceras* sp.;
- vz. B/4a: *Partschicerias cf. striatocostatum* (MENEGH.) a *Pleuroceras cf. solare* (PHIL.);
- vz. B/5a: *Dactylioceratidae* ex. gr.

Na rozdiel od stratigraficky nižších častí allgäuského súvrstvia – lotaringu – táto časť sa vyznačuje prevahou slieňovcov nad vápencami. Viditeľná hrúbka allgäuského súvrstvia je 20 m.

Lotarinská časť allgäuského súvrstvia bola v minulosti opísaná zo západného úseku bradlového pásma pri Vršatci (BEGAN, 1969; BEGAN a GAŠPARIKOVÁ, 1979) a na Podkarpatskej Ukrajine (KALINIČENKO a KRUGLOV, 1969).

164 „súvrstvie červených ílovcov“ (mladší toark – álen)

V nadloží allgäuského súvrstvia vystupuje málo hrubé (do 5 m), ale charakteristické súvrstvie červených, niekedy laminovaných, jemne piesčitých ílov až ílovcov. Na báze ílovcov (medzi allgäuské súvrstvia a vlastnými červenými

ílovcami) vystupujú miestami zelené glaukonitické pieskovce (150–180 cm), ktoré sú korunované tromi lavicami (do 40 cm) tmavosivých a zelenkavých piesčito-krinoidových vápencov, prípadne glaukonitickými ílovcami. Červené ílovce obsahujú tenké konkrecionálne polohy (do 2 cm) piesčitých karbonátov. V nadloží červených ílov nachádzame opäť niekoľko lavíc sivozelených piesčito-krinoidových vápencov a ílovcov.

Vek tohto dosiaľ neznámeho súvrstvia nie je priamo paleontologicky datovaný. Súvrstvie je situované medzi paleontologicky preukázateľným mladším domérom – starším toarkom a bajokom. Vychádzajúc z tejto pozície môžeme ho považovať za mladší toark – álen.

163 súvrstvie Smolegowej, súvrstvie Krupianky: krinoidové vápence (bajok)

Súvrstvie Krupianky – červené krinoidové vápence

Tento vrstvomý člen je charakterizovaný približne 80 m hrubým súvrstvom červených, miestami aj sivozelených (hlavne pri spodku a pri vrchu súvrstvia) alebo sivastých lavicovitých krinoidových vápencov (hrúbka lavíc kolíše v rozpätí od 10 do 80 cm, v priemere do 20 cm); (fototab. V, obr. 2). Jednotlivé lavice sú oddelené tenkými (do 1 cm) medzivrstvičkami sivozelených ílovcov so siltovou prímiesou. Ide o krinoidové biosparity, v ktorých sa ojedinele vyskytujú tmavé, 5 až 8 cm hrubé, pretiahnuté hľuzy čiernych rohovcov. Hojne sa vyskytuje prímies klastického kremeňa pieskovej frakcie, ako aj úlomky rozložených karbonátov.

Kontakt s podložnými beňatinskými vrstvami je normálny, hoci pomerne náhly. Nikde sme nemohli pozorovať hardground, ako je to napr. v Lítmanovej.

BIRKENMAJER (1977) toto súvrstvie zaradil do vrchného bajoku – batu. Z beňatinského úseku sme získali len zle zachovanú faunu *Perisphinctidae* ex. gr. z najvyšších častí, ktorá však neumožňuje spresniť stratigrafiu. Podľa našich poznatkov (RAKÚS, 1990) toto súvrstvie nezasahuje do staršieho batu a považujeme ho len za bajocké.

Súvrstvie Smolegowej – sivé krinoidové vápence

Podľa BIRKENMAJERA (1977) je toto súvrstvie charakterizované masívnymi, prakticky nevrstvovitými, sivými až belavými, inokedy žltkavými alebo ružovými, stredne zrnitými krinoidovými vápencami, ktoré by mali byť v podloží súvrstvia Krupianky.

K tomuto typu sme priradili bradlo, na ktorom stoja zrúcaniny hradu Podhoroď. Oproti výskytom v Poľsku tieto vápence sú prevažne ružové až červenkavé

a podľa našich poznatkov sú laterálnym ekvivalentom súvrstvia Krupianky, s ktorým sa zastupujú. Stratigraficky ho zaradujeme, podobne ako súvrstvie Krupianky, do bajoku.

162 čorštynské súvrstvie: červené hľuznaté vápence (spodný bat až titón)

Tvorí najcharakteristickejší člen jurského vrstvomého sledu nášho najvýchodnejšieho úseku bradlového pásma. Hlavným litotypom sú červené hľuznaté vápence, ktoré však farebne prechádzajú do béžových alebo až sivých variet. Zvláštnosťou beňatinského výskytu je skutočnosť, že v spodných častiach súvrstvia sú hľuzy vápencov „utopené“ v zeleno-sivých, slabo piesčitých vápnitých fľovcoch, čo nasvedčuje na ich sklzový pôvod. Vo všeobecnosti sú tu čorštynské vápence slienitejšie než inde v Karpatoch. Vyšie časti súvrstvia sú lavicovité (5 až 15 cm) a vápnitejšie. Celková hrúbka nepresahuje 15–20 m. Stratigraficky je toto súvrstvie dobre známe vďaka hojne sa vyskytujúcim amonitom. Jeho stratigrafické rozpätie je starší bat (RAKÚS, 1990) až titón (BEGAN, 1959).

161 rádioláriové vápence a rádiolarity (bat – kelovej?)

Ich výskyt je obmedzený na niekoľko málo tenkých šošoviek, pričom ich pozícia nie je istá. V okolí kóty 571 m severovýchodne od Beňatiny (= „vrchné beňatinské bradlo“) sa čierne silicity vklíňujú medzi krinoidové vápence Krupianky a čorštynské vápence. O veku týchto silicitov nemáme žiadne údaje. Na základe pozície môžu zodpovedať sokolickým rádiolaritom (BIRKENMAJER, 1977). Ich stratigrafické postavenie nie je nateraz dostatočne presne známe a pohybuje sa od bajoku po kelovej.

Druhý malý výskyt (v hrúbke asi 2 m) červených rádiolaritových vápencov sme zaznamenali pri báze čorštynských vápencov v bradle 1 km severozápadne od Podhorode.

Pozícia červených rádiolaritov na ľavom svahu v doline Beňatinskej vody, asi 1 km sv. od vyústenia, je nejasná. Tento izolovaný výskyt môže patriť aj ku kysucému sledu. Na mape sme ho vyznačili spolu s rádiolaritmi čorštynskeho sledu.

160 durštynské vápence: béžové, svetlosivé, málo krinoidové vápence (titón)

K tomuto súvrstviu sme s istou rezervou priradili béžové, miestami červenkasté alebo béžovo-zelenkavé slabo krinoidové vápence, ktoré tvoria malé bradielko pri severnom okraji obce Podhorod'. BIRKENMAJER (1977) pod názvom

durštynské súvrstvie rozumie rozličné typy vápencov titónskeho veku, ktoré tvoria prechody medzi krajnými faciami čorštynských vápencov na jednej strane a rogožnických vápencov na druhej strane.

Sem sme zaradili aj drobný výskyt bežových biomikritických vápencov, vystupujúcich v tesnom nadloží čorštynských vápencov asi 800 m v. od Žalobiny (sz. od Podhorode). Tieto vápence dosť pripomínajú pieninské vápence, ale nemajú rohovec.

159 púchovské sliene: slieňovce, sliene, lokálne vložky pieskovcov (kampán –?mástricht)

Vyskytujú sa v takmer súvislom pruhu od k. Hrbok (531 m) na JV cez Beňatin-skú vodu, severným okrajom Beňatiny, do sedla medzi Paprtný (621 m) a Veľký Osojík (526 m), severom Podhorode do doliny Kadnianky. Menší výskyt je aj sv. od Malého Osojíka (441 m). Sú to prevažne pastelovočervené, menej sivé a zelenkavé slieňovce a sliene, väčšinou zbrídlíčnatené. Hojne sa v nich vyskytujú globotrunkány *Gtr.ex gr. arca* a *Gtr. stuarti* (MATĚJKA a HANZLÍKOVÁ, 1962) a úlomky lastúr inoceramov. Miestami sú v slieňovcoch laminy jemnozrných karbonatických pieskovcov až siltovcov s bioglyfmi. Na viacerých miestach (najmä sv. od Podhorode) sa slieňovce laterálne zastupujú s jarmutskými vrstvami. Podľa vápnitého nanoplanktónu *Prediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKY), *Micula decussata* VEKSHINA, *Aspidolithus parvus*, ?*Calculites* sp. *Eiffelithus eximius* (STOVER) a *Watznaueria barnesae* (BLACK) je vek senónsky, pravdepodobne v rozpätí kampán až (?)mástricht. Hrúbku vrstiev odhadujeme celkove na 100–140 m.

Sekvenciu slieňov v úseku sz. od Beňatiny stratigraficky zaradili LEŠKO a SAMUEL (1960) do staršieho turónu. Púchovské sliene s. od Beňatiny v syntetickom profile definoval SAMUEL (1962) ako starší turón – emšer.

158 jarmutské vrstvy: pieskovce, zlepenec, ílovce – flyš; a) zlepenec (mladší kampán – najmladší mástricht)

Vyskytujú sa v pruhu medzi Beňatinou a Podhorod'ou, prechadzajúcim cez Veľký Osojík (526) a menší výskyt je na Malom Osojíku (441). Je to flyšové súvrstvie s pomerom pieskovce/ílovce $P = 0,7-1,5$; index zvrstvenia (I) je v rozmedzí 5–12. Pieskovce sú jemnozrné, polymiktné a dobre triedené, rozlíšiť sa dajú zrníčka červených kremencov, glaukonitu, miestami menšie množstvo zuhoľnatej rastlinnej sečky, muskovit je zriedkavý. Vyskytujú sa aj úlomky lastúr inoceramov. Pieskovce majú štruktúru Tab, Tac, Tb, sú vo vrstvách od 5 do 18 až 30 cm. Ílovce sú svetlo- i tmavosivé, menej hnedasté, viac-menej

vápnité, vo vrstvách 5–16 cm, ojedinele aj viacej. Na niekoľkých miestach sa vyskytujú v tenkovrstvenom flyši so sivými slieňmi vrstvy hrdzavo vetrajúcich pelokarbonátov s hrúbkou do 10 cm. Veľmi pripomínajú sférosideritové vrstvy z Považia, z nich sme však určili kampánsko-mástrichtský (Ben 114) či mlado-mástrichtský (Ben 233) nanoplanktón.

V súvrství sú aj lavice drobnozrnných polymiktných zlepenčov s obliakmi do 15 cm, miestami až 65 cm (napr. j. pod Veľkým Osojkom). Materiál je kremeň, kremence, granitoidy, metamorfity, buližníky, aj svetlé „rifové“ vápence. Oproti strihovským či pročským zlepencom obsahujú iba nepatrné množstvo obliakov kremenných porfýrov. Na severnom svahu pod St. Koňušom (836 m) je rozpadnuté zlepencové teleso s výraznou prevahou granitoidných hornín.

Vek jarmutských vrstiev sme určili na základe vápnitého nanoplanktónu [*Aspidolithus parvus* (STRADNER), *Calculites obscurus* (DEFLANDRE), *Lucianorhabdus cayeuxii* DEFLANDRE, *Microrhabdulus decoratus* DEFLANDRE, *Micula decussata* VEKSHINA, *Prediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKY), *P. ex gr. avitus* (BLACK) – *cantabrigensis* (BLACK), *Quadrum* cf. *sissinghii* PERCH-NIELSEN = Ben 139], poukazujúceho na vek kampán až starší mástricht(?), resp. Ben 233: *Aspidolithus parvus constrictus* (HATTNER), *Ceratolithoides aculeus* (STRADNER), *Cribrosphaerella ehrenbergii* (ARKHANGELSKY), *Lucianorhabdus* sp. *Micula* aff. *concava* (STRADNER), *Micula decussata* VEKSHINA, *Microrhabdulus decoratus* DEFLANDRE, *Prediscosphaera* cf. *honjoi* BUKRY, *P. cf. majungae* PERCH-NIELSEN, *Quadrum gothicum* (DEFLANDRE), *Q. sissinghii* PERCH-NIELSEN, *Q. trifidum* (STRADNER). Okrem toho sa vyskytujú aj netypické *Nephrolithus* aff. *frequens*? GORKA – toto spoločenstvo indikuje vek najmladší mástricht. KÖHLER (in LEŠKO a SAMUEL, 1968) z pieskovcov Veľkého Osojika určil *Pseudosiderolites vidali* (DOUV.) a *Orbitoides media media* (DARCH.), zo súvrstvia od Beňatiny pochádzajú aj *Globotruncana arca* (CUSH.), *Gtr. elevata elevata* (BROTZEN), *Gtr. fornicata* PLUM. a *Reussella szajnochae* (GRZYB.).

Celkove teda možno definovať vekové rozpätie jarmutských vrstiev ako mladší kampán až najmladší mástricht. Maximálnu hrúbku súvrstvia odhadujeme na 350 m.

PALEOGÉN

Magurský paleogén s. l., paleogén bradlového pásma a vnútrokarpatský paleogén

V „magurskom“ paleogéne s. l. vyčleňujeme:

- pročské vrstvy (paleocén – starší eocén) (157),
- strihovské súvrstvie (starší eocén – stredný eocén) (156),
- inovské súvrstvie (stredný – mladší eocén) (155).

Výskyt malcovského súvrstvia uvádzaný LEŠKOM et al. (1964, 1968) sa nepodarilo potvrdiť pre nedostatok odkryvov. Je možné, že sa nachádza v severnejšej zóne, pri báze násunu najsevernejšej šupiny jz. od Ruského Hrabovca.

V rámci beňatinského sledu s. s. sme vyčlenili:

- súľovské zlepenca (153) a
- krúžické vrstvy (152).

Medzi Ladomírovom a Zemplínskymi Hámrami v podhorí vulkánu Morské oko je pod kvartérnymi sedimentmi zakrytá bystrická jednotka s belovežskými a bystrickými vrstvami. Na našej mape na povrch nevystupujú, vyznačené sú na geologickom reze.

„Magurský paleogén s. l.“: (obr. 6)

157 pročské vrstvy: karbonatické pieskovce, ílovice, flyšový vývoj; a) zlepenca a sklzové telesá (mladší paleocén – starší eocén)

Je to pieskovcové flyšové súvrstvie ($P = 0,5-1,5$; $I = 3-8$) s jemno- až hrubozrnnými kremeňovo-karbonatickými pieskovecami (15–90 cm) a so zväčša vápnitými a siltovitými ílovcami, jemne muskovitickými (5–30 cm). Kremenné zrnká v pieskovcoch (do 50 %) majú rôzny stupeň opracovania, hojné sú úlomky rias a organických vápnitých schránok (aj numulity, resp. diskocyklíny a kde-tu i úlomky schránok inoceramov). Oproti kriedovým pieskovcom majú pročské pestrjší materiál, sú slabšie vytriedené a v rámci sekvencie (vertikálne) sú menej stále. Obsahujú aj menšie množstvo glaukonitových zrníek, trochu sečky, ale nie muskovit. Zvrstvenie je T(a)b, Tb(c), miestami menej zreteľné. Hrubozrnejšie vrstvy majú menej kremeňa a viacej karbonátov.

Na V a SZ od Paprtného sú zlepenkové telesá, väčšinou vyznačené množstvom rozsypaných obliakov v hlinách a sutinách. Ich zloženie je dosť pestré: kremeň, kremence, porfýry, vápenca (aj z bradlových sekvencií – tmavé škvrnité slieňovce, biele celistvé kalové vápenca, rádioláriové vápenca), organogénne rífové a detritické vápenca s ranoeocénnymi *Cuvillierina vallensis* DE GAONA a *Planorbulina cretae* MARSSON (MIŠÍK et al. 1991), rohovce, dolomity, menej žuly a diority. Zloženie takto makroskopicky pripomína upohlavské zlepenca klapskej jednotky, ale aj tie zo strihovských vrstiev. Priemer obliakov je od niekoľko cm až po 25 cm, ojedinele až 1 m. Hrúbka zlepenca je od desiatok cm až do 9 m (sz. od Podhorode). Z piesčito-ílovej základnej hmoty symmiktitu sme určili vápnitý nanoplanktón: *Coccolithus eopelagicus* (BRAMLETTE et RIEDEL), *C. pelagicus* (WALLICH), *Ericsonia* cf. *subpertusa* HAY et MOHLER, *E. formosa* (KAMPTNER), *Fasciculithus tympaniformis* HAY et MOHLER, *Toweius pertusus*

„magurský paleogén s. l.“				
vek		hrúbka	faciálny vývoj	litostratigrafické jednotky
P A L E O C É N	OLIGOCÉN			
	starší	?		
	mladší	cca 10 m	sivé vápnnité íľovce, hnedsivé vápnnité íľovce, menej pieskovce, červené íľovce	155: inovské súvrstvie
	stredný	900 m	pieskovce, menej íľovce, a) zlepenca a sklízové telesá, c) vločky červených íľovcov	156: strihovské vrstvy
PALEOCÉN	starší	330 m	karbonátové pieskovce, sivé íľovce, =flyš zlepenca a sklízové telesá	157: pročské vrstvy
PALEOCÉN	mladší			
starší	?			

Obr. 6 Litostratigrafická tabuľka magurského paleogénu s. l. (M. POTFAJ, 1996)

(SULLIVAN), *T. tovae* PERCH-NIELSEN, *Markalius inversus* DEFLANDRE, *Heliolithus kleinpellii* SULLIVAN, *Chiasmolithus bidens* (BRAMLETTE et SULLIVAN), *Ch. cf. consuetus* (BRAMLETTE et SULLIVAN), *Ch. cf. modestus* PERCH-NIELSEN, *Ch. solitus* (BRAMLETTE et SULLIVAN), *Cruciplacolithus tenuis* (STRADNER), *Neochiastozygus junctus* (BRAMLETTE et SULLIVAN), *Sphenolithus moriformis* (BRÖNNIMANN et STRADNER), *Biantholithus sparsus* BRAMLETTE et MARTINI, *Thoracosphaera* sp., *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA, *Aspidolithus parvus*, *Biscutum constans* (GORKA), *Micula decussata* VEKSHINA, *Watznaueria barnesae* (BLACK) – to je asociácia mladšieho paleocénu s redeponovanými kriedovými druhmi.

Vo vyššej časti súvrstvia je niekoľko vrstiev stredno- až hrubozrnných drobových pieskocov strihovského litotypu. Tie dosahujú hrúbku od 10 po 90 cm. Zriedkavo sa vyskytujú aj lavice (cca 2 m) karbonátových zlepencov súľovského litotypu. Nepodarilo sa nám nájsť červené ílovce vystupujúce pozdĺž hranice pročské/strihovské vrstvy severne od Podhorode, znázornené na mape LEŠKA a SAMUELA (1960), z ktorých opisujú aj strednoeocénne foraminiferové spoločenstvo s *Cyclamina amplexans* GRZYBOWSKI. Je možné, že tieto červené ílovce už patria do komplexu strihovských pieskocov.

Celková hrúbka pročských vrstiev je asi 330 m, vek je vrchný paleocén, miestami až spodný eocén. Ich vzťah k nadložnému komplexu strihovských pieskocov pokladáme za stratigrafický – sú v ich podloží.

Vzťah pročských vrstiev k „podloži“ nevieme preukázať, vlastne nikde v mapovanom území sa neodkrýva báza súvrstvia. Zdá sa, že kontakt je tektonický. Nadväznosť na južnejšie výskyty „južného paleogénu“ nie je priamo preukázateľná, podľa nanoplanktónových spoločenstiev je možné uvažovať o istom prepojení s priestorom súľovských zlepencov, pravda, v inom faciálnom vývoji.

156 strihovské súvrstvie: pieskovce, menej ílovce; a) zlepence, sklzové telesá; b) vložky pieskocov s karbonátovými klastmi; c) červené piesčité ílovce (starší eocén – stredný eocén)

Súvrstvie vystupuje pozdĺž severného okraja bradlového pásma. Charakteristiku opierame o výskyty medzi Inovcami a Ruskou Bystrou. Je to hrubo vrstvené flyšové súvrstvie s výraznou prevahou drobových pieskocov. Pieskovce sú zväčša jemno- až strednozrnné, drobové, s klastmi kremeňa a karbonátov. Sú v laviciach hrubých 25–90 cm, ale aj 2–4 m, miestami až 8 m. Sú nezreteľne gradáčne zvrstvené, prípadne masívne, hojne sa vyskytuje amalgamácia, pri spodku sú v niektorých laviciach zrná kremeňa a karbonátov v priemere do 1–3 mm. Spodné plochy sú hladké a viaceré s bioglyfmi alebo prúdovými stopami. Lavice sú oddelené viac-menej piesčitými vápnitými ílovcami s hrúbkou do 20 cm. Podiel pieskocov P je 2–20, I = 2–0,2.

V súvrství sa vyskytujú do 10 m hrubé telesá sklzových pieskocov a zlepencov („pebbly sandstone“). Základ tvorí ílovito-piesčitá základná hmota, v ktorej sú rozptýlené pomerne dobre ováľané obliaky kremeňa, kremencov, svetlých vápencov (biancone), škvrnitých slieňovcov, rohovcov, rádioláriových vápencov, metamorfovaných hornín, granitoidov, aplítov, kremenných porfýrov a i. Materiál podrobne analyzovali MIŠIK et al. (1991). Okrem iného, z viacerých lokalít opisujú aj rifové „kambühelské“ vápence a ako najmladšie lutétske vápence s *Discocyclina archiaci* a *Alveolina* ex. gr. *oblonga* (STARINA). Najhrubšia

frakcia obliakov je sz. od Inoviec, na východ od priečneho zlomu. V západnejšom bloku už nie je výskyt zlepcov taký hojný.

Západne od Inoviec sú v strihovských pieskovcoch dve vložky červených, riedko muskovitických červených ílovcov v hrúbke asi do 5 m. Ich pozícia v súvrství však je nejasná pre nedostatočné odkrytie.

Spodná časť súvrstvia sa vyznačuje flyšovými vložkami v hrúbke 2–15 m s parametrami $P = 1-2,5$; $I = \pm 6$. Pieskovce sú sivé, jemno- až strednozrné, s karbonátovými zrnkami, mierne muskovitické, s rastlinnou sečkou, miestami so zrnkami glaukonitu, v štruktúrnej kompozícii Tab, Tabc alebo Tbc, hrubé 5–50 cm. Vyskytujú sa v nich aj úlomky lastúr inoceramov či riasy. Ílovce sú sivé, hrubé do 25 cm. Je to istým spôsobom „prechodná“ litofácia do podložia, do pročských vrstiev. Táto časť má hrúbku okolo 140 m. Z rokliny s. od Inoviec sme z ílovcovej vložky získali vápnitý nanoplanktón s *Coccolithus pelagicus* (WALLICH), *Chiasmolithus ex gr. californicus* (SULLIVAN) – *Ch. consuetus* (BRAMLETTE et SULLIVAN), *Ch. ex gr. grandis* (BRAMLETTE et RIEDEL), *Discoaster barbadiensis* TAN, *D. cf. binodosus* MARTINI, *Ericsonia cava* (HAY et MOHLER), *Prinsius bisulcus* (STRADNER), *Toweius cf. tovae* PERCH-NIELSEN a *Tribrachiatulus orthostylus* SHAMRAI; môžeme to vekove interpretovať ako najmladší paleocén až starší eocén. MIŠÍK et al. (1991) z matrixu zlepcov v Inovciach (mylne priradovaných k pročským) uvádza výskyt paleocénnej foraminifery *Globigerina pseudobulloides* PLUMMER.

Celkovú hrúbku strihovského súvrstvia odhadujeme na 900 m. Vek je starší až stredný eocén, zásah do najmladšieho paleocénu nemožno vylúčiť. Podobne udáva vek ako mladší až stredný eocén podľa mikrofauny aj MOLNÁR et al. (1990). LEŠKO et al. (1960) na základe „cyklamínovej fauny“ zaradil strihovské „vrstvy“ do stredného eocénu, SAMUEL (1959) z najvyšších polôh súvrstvia opisuje planktonické foraminifery *Globigerina eoacena* GÜMBEL (Giraltovce), *G. officinalis* SUBB. a *G. mexicana* (CUSH.). Pri správnom zaradení lokality to znamená zásah až do mladšieho eocénu.

Na juhu sa pieskovce stýkajú za nejasných úložných pomerov s červenými ílovcami a s inovským súvrstvím pri Inovciach.

155 inovské súvrstvie: červené ílovce, hnedé vápnité ílovce (stredný? – mladší eocén)

Ide o súbor červenofialových, žltobielych a zeleno-modrosivých „pestrých“ ílovcov, ktoré vystupujú na malom priestranstve a len v obmedzenej hrúbke (do 10 m). Ich výskyt je viazaný na južné okolie Inoviec (d. b. 172). V brehu potoka na jv. okraji Inoviec, nad hradskou, sú hnedosivé až hnedé vápnité ílovce až slieňovce. Niekoľko tvrdších vrstiev obsahuje zvyšky hnedých rybích šupín. Z tejto lokality z modrastých vápnitých ílovcov sme získali nanoplanktónové

spoločenstvo (Ben 89/1) s *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER et WADE) a *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH et HAY). Spoločenstvo je prinajmenšom strednoeocénne, pri neprítomnosti diskoasterov môžeme jeho vek pokladať za mladší eocén. Zo sivých vápнитých ílovcov powyše (Ben 89) pochádza bohatá vzorka s *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER et WADE), *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH et HAY), *?Lanternithus minutus* STRADNER, *Semihololithus biskayae* PERCH-NIELSEN a *Zygrhablithus bijugatus* (DEFLANDRE) a redeponované staršie druhy – spoločenstvo takisto indikuje prinajmenšom strednoeocénny, možno až priabónsky vek.

Tento komplex je ekvivalentom Leškových globigerínových slieňov, menilitových a krosnianskych vrstiev (LEŠKO a SAMUEL, 1960; LEŠKO et al., 1964) s vekom mladší eocén až starší oligocén na základe výskytu planktonických foraminifer *Cibicides* cf. *lojjanicus* MJATLIUK a *Globigerina officinalis* SUBBOTINA v globigerínových slieňoch.

Červené piesčité ílovce, ktoré vystupujú v strihovských pieskovcoch viacej na západ (dokumentačné body 28 a 189), zobrazujeme vo vysvetlivke spolu so strihovským súvrstviem.

Paleogén bradlového pásma: beňatinský sled (obr. 7)

153 súľovské zlepence¹: karbonátové zlepenca a pieskovce, ojedinele ílovce; starší eocén(?) – stredný(?) eocén

Súvrstvie vystupuje na území medzi Beňatinou a južným koncom Podhorode, medzi Veľkým a Malým Osojikom. Tvoria ho hrubé lavice zlepenčov a brekcií (50–300 cm) s výlučne karbonátovým materiálom. Nie sú zriedkavé ani karbonátové pieskovce, ojedinele obsahujúce aj numulity. Našli sme aj niekoľko blokov svetlých biohermových vápencov. Niektoré bloky a obliaky dosahujú v priemere až 0,3–1 m, väčšinou je veľkosť klastov okolo 1–10 cm. Miestami sa vyskytujú aj tenké vložky vápнитých ílovcov. Súvrstvie leží transgresívne na bradlovom podklade. Transgresívny styk s kriedovými zlepencami jarmutských vrstiev možno pozorovať v pravostrannej dolinke 500 m južne od Veľkého Osojika (526 m). Z ílovcovej vrstvičky 4 m nad bázou sme tu získali vápнитý nanoplanktón s druhmi: *Toweius eminens* (BRAMLETTE et SULLIVAN), *Toweius* ex gr. *occultatus* (LOCKER) – *T. callosus* PERCH-NIELSEN, *T. pertusus*

¹ Rozlišujeme termín „súľovské zlepenca“ – jednak ako označenie litofáciálnej jednotky, jednak v petrografickom význame ako označenie pre karbonátové, prevažne dolomitové zlepenca a brekcie, podobne, ako ich opisujú napr. MARSCHALCO a SAMUEL (1993).

(SULLIVAN), *Ericsonia? ovalis* BLACK, *Fasciculithus cf. lillianae* PERCH-NIELSEN, *F. cf. richardii* PERCH-NIELSEN, *Discoaster cf. barbadiensis* TAN, *D. cf. diastypus* BRAMLETTE et SULLIVAN, *D. multiradiatus* BRAMLETTE et RIEDEL. Toto spoločenstvo indikuje popri paleocénných redepozíciách vek starší eocén – (?)stredný eocén.

Celková hrúbka tohto komplexu je okolo 160 m.

152 krúžické vrstvy: pieskovce, ílovce, zlepenca, flyšové súvrstvie s prevahou pelitov; a) vložky červených ílovcov; b) vložky karbonátových zlepenčov (stredný eocén –?priabón)

Na juh od Podhorode a juhozápadne od Beňatiny vystupuje flyšové súvrstvie s prevahou pelitov. Spodná časť je odkrytá lomom asi 200 m jz. od Malého Osojíka (441). Tu je tenko vrstvený flyš s jemno- až strednozrnnými karbonatickými pieskovecami, so zvrstvením T(a)b, s hrúbkou 1–5 cm. Ílovce sú sivé, žltosivé až zelenkavé, viac-menej piesčité, miestami vápnité, vrstvičky dosahujú hrúbku 4–15 cm. Uprostred je hrubá (6 m) lavica zlepenca s karbonátovými obliakmi. Parametre flyšovej fácie sú $P = 0,7$ (pomer pieskovce/ílovce) a index zvrstvenia $I = 12$. Viditeľná hrúbka tejto časti súvrstvia je asi 12 m. Z ílovcov sme získali vápnitý nanoplanktón *Ericsonia formosa* (KAMPTNER), *Cribrocentrum cf. reticulatum* (GARTNER et SMITH), *Toweius? gammation* (BRAMLETTE et SULLIVAN), *Discoaster barbadiensis* TAN, čo indikuje vek stredný eocén (lutét). Do nadložia pieskovce mierne hrubnú a v súvrství sa vyskytuje niekoľko lavíc drobnozrnných karbonátových zlepenčov súľovského typu. Materiál týchto zlepenčov je aj ováľaný, aj poloostohranný a pomerne pestrý (vápence, dolomity). Ako najvyššie zachované sú sivé, žltosivo vetrajúce, miestami vápnité ílovce so siltovou prímесou. Spolu s nimi sa vyskytujú tenké (1–3 cm) vrstvičky jemnozrnných pieskovcov. Na viacerých miestach sú v tejto časti súvrstvia vložky červených ílovcov. Vápnitý nanoplanktón z tejto časti súvrstvia (dokumentačný bod Ben 85) obsahuje okrem iného aj *Chiasmolithus modestus* PERCH-NIELSEN, *Ch. cf. nitidus* PERCH-NIELSEN, *Ch. oamaruensis* (DEFLANDRE), *Ch. cf. solitus* (BRAMLETTE et SULLIVAN), *Ericsonia formosa* (KAMPTNER), *Reticulofenestra umbilica* (LEVIN), *Cribrocentrum coenurum* (REINHARDT), *Cr. foveolatum* (REINHARDT), *Cr. reticulatum* (GARTNER et SMITH), *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH et HAY), *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER et WADE), *D. callidus* PERCH-NIELSEN, *Helicosphaera* sp., *Lanternithus minutus* STRADNER, *Transversopontis pulcher* (DEFLANDRE), *Discoaster barbadiensis* TAN, *D. bifax* BUKRY, *D. deflandrei* BRAMLETTE et RIEDEL, *D. distinctus* MARTINI, *D. kuepperi* STRADNER, *D. lodoensis* BRAMLETTE et RIEDEL, *D. praebifax* WEI et WISE, *D. saipanensis* BRAMLETTE et RIEDEL, *Zygrhablithus bijugatus* (DEFLANDRE) a

VNÚTROKARPATSKÝ PALEOGÉN				PALEOGÉN BRADLOVÉHO PÁSMA			
súvrstvie	faciálny vývoj	hrúbka	grafické znázornenie	vek	grafické znázornenie	hrúbka	faciálny vývoj
150: hutianské súvrstvie	ílovce, pieskovce -flyš	20-100? m		PALEOGÉN starsí E M a d s k í stredný E O E N mladší E a d s k í		450 m	sivé vápnité ílovce, jemnozrnné pieskovce -flyš a) žlté ílovce b) vločky zlepenčov
151: borovské súvrstvie	b) pieskovce s numulitami Karbonátové zlepenca, brektie a pieskovce a) organogénne vápence	200 m			152: krúžické vrstvy	160 m	karbonátové zlepenca a pieskovce, ojedinelé ílovce
podložie - vnútorné Karpaty				?			podložie - bradlové pásmo

Obr. 7 Litostratigrafická tabuľka vnútrokarpatského a bradlového paleogénu (M. Potráj, 1996)

viaceré čisto paleocénne druhy. Je to spoločenstvo, ktoré umožňuje definovať vek prinajmenšom ako stredný eocén – bartón a pravdepodobne až priabón.

Celkovú hrúbku krúžických vrstiev odhadujeme na 450 m.

Vnútrokarpatský paleogén (obr. 7)

Sedimenty vnútrokarpatského paleogénu sa v centrálnej časti hrasti Humenských vrchov nazachovali. Pri ich sv. okraji transgresívne nasadajú na mezozoikum Humenského pohoria. Na jz. okraji (Oreské, Brekov) je pôvodne transgresívny styk oboch sekvencií morfoštruktúrne superponovaný systémom strmých sz.-jv. a v.-z. zlomov.

151 borovské súvrstvie: karbonátové zlepenca, pieskovce (stredný eocén)

Súvrstvie vystupuje na povrch medzi obcami Jasenov a Kamenica nad Cirochou, severne od Humenských vrchov, kde tvorí výrazný morfológický stupeň. Sedimenty borovského súvrstvia s hrúbkou cca 200 m transgresívne nasadajú na mezozoikum Humenských vrchov.

Tvoria ho zlepenca a brekcie, ktoré sú zväčša gradačne zvrstvené, smerom do nadložia sú prítomné aj polohy pieskovcov. Zlepenca tvoria oválne až semioválne obliaky (3–25 cm), hlavne vápencov mezozoika (napr. tmavosivé dolomity, tmavosivé vápence, čierne rohovce, liasové piesčité vápence, slienité neokómske vápence, kvarcitické pieskovce). Ojedinele sú v nich zrná kremeňa do veľkosti 7 mm (hrebeň Sokola). Tmel je vápнитý, miestami dolomitický. Zo spodnej časti súvrstvia opisuje LEŠKO (1953) organogénne vápence s riasami a veľkými foraminiferami (numulity, diskocyklíny), ktoré dokladajú paleogénny vek.

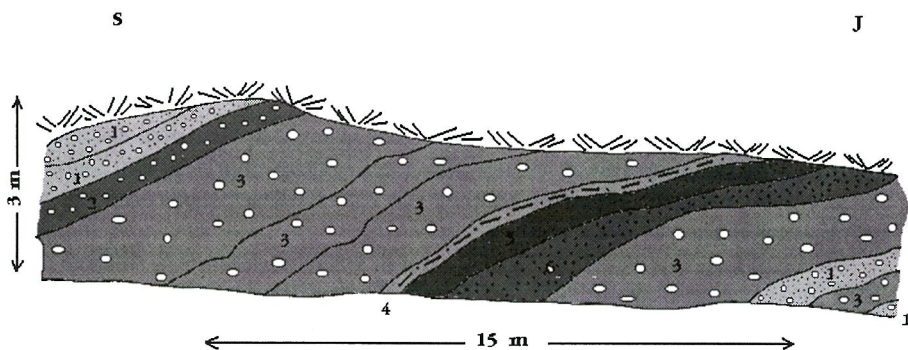
Na základe výskytu *Alveolina* cf. *boscii* D'ORBIGNY (MARSCHALKO, 1975), ktorá bola nájdená v zlepencoch od Jasenova, zaradíme zlepenca do staršieho až stredného eocénu.

Z doliny Ptavy opísal LEŠKO (1953) blok organodetrítických vápencov s diskocyklínami, numulitmi a červenými riasami. Hoci pozícia vápencov voči súľovským zlepencom nie je celkom jasná, zahrnuli sme ich do bazálneho komplexu.

K tejto litofácii zaradíme aj sedimenty, ktoré vystupujú v Kamenici nad Cirochou a jej blízkom okolí. Ide o zvetrané pieskovce až piesky s polohami zlepencov, miestami rozpadnutých až na štrk.

Charakteristickou črtou týchto detritov je ich monomiktne zloženie – okrem klastov karbonátov sa nezistili klasty iných hornín. Hrubo- až strednozrnné rozpadavé pieskovce až piesky dominujú v samotnej obci, kde sa sporadicky ťažia. Obsahujú polohy zlepencov hrubých 20–80 cm, niekde rozpadavých na štrk.

Horniny majú žltkavé až hnedožlté sfarbenie. Báza zlepcov je výrazne erózna. Tieto zlepenec smerom na juh v roklinách v oblasti kóty Žbir dosahujú hrúbku až niekoľko metrov. Sú netriedené, s chaotickým usporiadaním klastov, s podpornou štruktúrou matrixu. Prevláda suboválne až oválne opracovanie klastov. Ich veľkosť značne kolíše – striedajú sa vrstvy mikrokonglomerátov s vrstvami s priemernou veľkosťou klastov od 3 do 5 cm. V mikrokonglomerátoch boli vzácné zistené obliaky s rozmermi až 30 x 20 x 15 cm. V zložení obliakov výrazne dominujú rekrystalizované svetlé vápence, málo je dolomitov. Pokiaľ nie sú zlepenec zvetrané, matrix je piesčité, s karbonátovým tmelom. Príkladom hrubodetritických sekvencií je odkryv na severnom okraji Kamenice n. Cirochou, za posledným rodinným domom (obr. 8).



Obr. 8: Zjednodušený geologický profil hrubodetritickými sekvenciami v odkryve na severnom okraji obce Kamenica n. Cirochou (S. KAROLI, 1996)

1 – drobnozrnné zlepenec s pozvoľnými prechodmi do hrubozrnných pieskovcov;
 2 – drobnozrnné pieskovce; 3 – strednozrnné pieskovce; 4 – jemne piesčité prachovce;
 5 – jemnozrnné pieskovce; 6 – strednozrnné pieskovce

150 hutianske súvrstvie: ílovice, pieskovce (mladší eocén)

Na južnom okraji Humenských vrchov a sv. od obce Ptičie je v nadloží zlepcov flyšové súvrstvie. Jeho hrúbku odhadujeme najmenej na 300 m.

Litofaciálne sú to ílovice a pieskovce, ktoré vystupujú v pomere od 1 : 2 až 2 : 1. Ílovice sú žltohnedé, zelenkastosivé, s tabuľkovitým a črepinovitým rozpadom, laminované, sľudnaté, často v prevahe nad pieskvcami.

Pieskovce sú sivé, lavicovité (5–15 cm), jemne až stredne zrnité, s lupienkovitým rozpadom. Po navetraní majú hrdzavohnedú farbu so zátekmi Fe-Mn oxidov. Miestami sú laminované a gradačné zvrstvené.

Súvrstvie zaradujeme do stredného eocénu na základe paleontologického určenia *Cyclamina amplexans* GRYBOWSKI z kóty Zviernik (225 m) pri Brekove (MAHEL, 1969). Superpozične súvrstvie zodpovedá hutianskemu súvrstviu.

NEOGÉN

Sedimenty neogénnej molasy sa len okrajovo podieľajú na geologickej stavbe regiónu Vihorlatu a Humenských vrchov. Egenburg predstavuje jediný externý výskyt neogénu ležiaci na východnom úseku flyšového pásma. Karpat sa tu tektonicky stýka s úzkym pruhom centrálnokarpatského paleogénu a morský vývoj bádenu je rovnako v tektonickej pozícii ku karpátu. Vo vrtoch (napr. H-7, VH-1) situovaných v jz. časti územia regiónu, v podhorí Vihorlatských vrchov, boli zistené sedimenty sarmatu – ílovce, prachovce. Vrtom CHJ-1 jz. od Choňkoviec, v podloží kvartérnych sedimentov a v nadloží andezitových vulkanoklastík, boli zistené sivé a žltosivé silty a piesčité íly, ktoré PLANDEROVÁ in VASS et al. (1984) zaradila do panónu.

Vývoj neogénu v tejto oblasti je znázornený na obr. 9.

Egenburg

Miocénne sedimenty, dlhší čas známe z oblasti Modry nad Cirochou, najnovšie paleontologicky spracovala ZLINSKÁ (1995). Na základe foraminifer *Tenuitellinata angustiumbilitata* (BOLLI), *Globoturborotalita rotalita connecta* (JENK.), *Globigerina lentiana* RÖGL, *Globigerina cf. ottangiensis* RÖGL, *Almarena osnabrugensis* (MÜNSTER), *Cyclamina praecancellata* VOLOSHINA z vrtu MCV-1 (Modra nad Cirochou) zaradila prevažne ílovcové sedimenty do egenburgu (fototab. IV, obr. 5–8. V nadloží týchto sedimentov vystupujú hrubodetritické fácie, ktorými sa končí sedimentácia v egenburgu. Podobný vývoj je známy z čelovskej depresie, z rovnomenného súvrstvia. Výskyty egenburgu pri Modre n. Cirochou preto korelujeme s čelovským súvrstviem. Prešovské súvrstvie nemá výraznejšie polohy hrubších detritov. Jeho výskyt predpokladáme pod sedimentmi karpátu južne od bradlového pásma.

149 ílovce a prachovce

Vystupujú len v záreze potoka pretekajúceho Modrou nad Cirochou. V podloží andezitových sutín vystupujú na niekoľkých miestach zvetrané ílovce sivé až zelenkavosivej farby, značne tektonicky porušené. Obsahujú preplástky prachovcov a tmavých bituminóznych ílov. Vo vrte MCV 1 (do hĺbky 300 m;

vek			faciálny vývoj	litostratigrafické jednotky	
NEO GÉN (SPODNÝ MIOCÉN)	Báden	stredný	6	striedanie pieskovcov, ílovcov a prachovcov	6.vranovské súvrstvie
		spodný	5	striedanie pieskovcov a ílovcov, na strope horizont hrabovských zeolitových tufov	5. nižnohrabovské súvrstvie
	Karpat	vrchný	4	monotónne ílovce a prachovce s tenkými polohami pieskovcov	4. kladzianske súvrstvie
		spodný	3	rytmické striedanie prachovcov, ílovcov a pieskovcov	3. teriakovské súvrstvie
	Otmang		HIÁT		
	Egenburg		1 2	prachovce, ílovec s polohami pieskovcov, vo vrchnej časti s hrubodetritickými sedimentmi	2. čelovské súvrstvie
				prachovce, ílovec s polohami pieskovcov	1. prešovské súvrstvie

Obr. 9 Litostratigrafická tabuľka molasových sedimentov neogénu (S. KAROLI, 1996)

dokumentoval VASS a ELEČKO) tieto sedimenty vykazujú silné tektonické porušenie so strmo vztýčenými vrstvami, s tektonickými ohladieniami až zrkadlami. Okrem ílovcov a prachovcov sú prítomné aj polohy jemnozrnných pieskovcov. Egenburský vek podľa ZLINSKEJ (l. c.) dokazuje ojedinelý výskyt foriem *Globigerina bolli lentiana* a *Globigerina ciperoensis* cf. *otnangiensis*.

148 rozpadavé pieskovce s ojedinelými vložkami zlepcov

V nadloží predchádzajúcej litofácie vystupujú v ťaženej pieskovni východne od Modry nad Cirochou rozpadavé pieskovce, resp. piesky. Ťažobná stena

orientovaná v smere SZ–JV je dlhá 65 m, vysoká 12–15 m. Na pravej strane vystupujú dve nesúvislé vrstvy ílovcov, na ľavej strane niekoľko tenkých polôh zlepcov, resp. štrkov. Zvetrané pieskovce v prístupných miestach majú vo vrstvách hrubých 30–50 cm vyvinuté pozitívne gradačné zvrstvenie s erozívnymi bázami. Na báze sú obvykle mikrokonglomeráty gradujúce až do stredozrných pieskovcov. V hrubšej frakcii prevažuje kremeň, menej je obliáčikov karbonátov. Vložky štrkov hrubé do 10 cm sú tvorené oválnymi až suboválnymi klastmi paleogénnych pieskovcov s piesčitou základnou hmotou. Pieskovce tvoria vyše 90 % obliakov týchto štrkov, zastúpený je aj kremeň a karbonáty, výnimočne lydity.

Karpat

V neogénnych sedimentárnych sekvenciách predpokladáme prítomnosť bazálneho súvrstvia karpátu – teriakovského súvrstvia. V centrálnej časti panvy je v jeho nadloží vyvinuté evaporitové soľnobanské súvrstvie, ktoré však v okrajových častiach nepredpokladáme (obr. 9) vzhľadom na regresívny charakter sedimentácie tohto súvrstvia. Vrtom RH-1 sz. od Remetských Hámrov v podloží vulkanitov v hĺbke 978 m boli zistené ílovcovo-prachovcové sedimenty, ktoré SLÁVIK (1969) zaradil do karpátu.

Kladzianske súvrstvie (vrchný karpát)

147 pestré ílovce so žilkami sadrovca

Vrtom OV-1 (VASS a ELEČKO) jv. od obce Oreské bol prekvapivo overený lagunárny vývoj vrchnej časti karpátu. Vrt do hĺbky 300 m zachytil prevažne hnedofialovo sfarbené ílovce s ojedinelými preplástkami pieskovcov a prachovcov. Žilky a výkvetý sadrovca v tejto sekvencii jednoznačne poukazujú na príslušnosť týchto sedimentov ku kladzianskemu súvrstviu v nadloží soľonosného soľnobanského súvrstvia.

Aj keď opísané sedimenty priamo na povrch nevystupujú, vzhľadom na malú hrúbku kvartérneho pokryvu zistenú vrtom a závažnosť zistenia karpátu v tejto oblasti (predtým považovanej za paleogén) „odkrývame“ ich na mape.

Báden

V študovanom území vystupujú sedimenty stredného a spodného bádenu len v drobných zasutinených odkryvoch v roklinách v podhorí Vihorlatu. Litologicky je v týchto odkryvoch, ktoré reprezentujú východy rozpadavých pieskovcov a ílovcov, problém odlišiť vranovské (stredný báden) a podložné nižnohrabovské

súvrstvie (spodný bádén). Kritériom ich rozlíšenia je horizont hrabovských tufov, ktoré v zmysle VASSA a ČVERČKA (1985) ležia na strope nižnohrabovského súvrstvia. Ich ekvivalentom je tu poloha ryolitových tufov vystupujúca južne od Oreského. Vrtom Borofa-2, jz. od Podhorode, v podloží vulkanitov v hĺbke 140 m boli zistené piesčité ílovce a prachovce, ktoré GAŠPARIKOVÁ a SLÁVIK (1967), Zlinská (1994) zaradili do spodného bádenu (fototab. 4, obr. 1–4).

Nižnohrabovské súvrstvie (spodný bádén)

146 striedanie pieskovcov a ílovcov

V roklinách jv. od Oreského v podloží vulkanitov vystupujú v niekoľkých zasutinených odkryvoch rozpadavé, tenko lavicovité, stredno- až jemnozrnné pieskovce žltkavej až hnedohrdzavej farby. Okrem nich vystupujú v týchto odkryvoch sivé a žltohnedoškvrnité ílovce, zvetrané až na íly. Sú tenkolupeňovité, s čreповitým rozpadom. Na základe ich superpozície (v podloží hrabovských tufov) ich zaradujeme k nižnohrabovskému súvrstviu.

145 hrabovské redeponované ryodacitové tufy

Najstaršími vulkanickými horninami Vihorlatských vrchov sú ryodacitové tufy, ktoré vystupujú na ich jz. okraji, južne od obce Oreské, a sú ekvivalentom nižnohrabovských tufov (SLÁVIK, 1964). Sú jemnozrnné, prevažne aleuriticko-pelitické, svetlosivej až zelenkastej farby, dobre triedené. Podobný charakter majú aj tufy vystupujúce na povrch v údolí potokov Podhorodská a Beňatinská voda jz. od Podhorode. Hrúbka polohy ryodacitových tufov overená vrtom Borofa-2 dosahuje 120 m (GAŠPARIKOVÁ a SLÁVIK, 1967). Litologicky sú tufy jemnozrnné, aleuriticko-pelitické, svetlosivej až zelenkavej farby. V spodnej časti polohy sú tufy stredno- až hrubozrnné, s fragmentmi pemzy, kryštalklastov, biotitu a živcov. Zriedkavejšie sú zrná granátu. Primárny charakter tufov zastierajú procesy bentonitizácie a zeolitizácie. V tufoch sú hojné aj závalky ílov. Tenký horizont tufov bol zistený aj vrtom Petrovce-1 v južnej časti pohoria na báze vulkanitov spodného andezitového komplexu.

Vranovské súvrstvie

144 ílovce s polohami pieskovcov

V roklinách v širšom okolí Trnavy nad Laborcom vystupujú v zasutinených odkryvoch rozpadavé ílovce, zvetrané až na íl. Pôvodná farba je sivá a modro-

sivá, íly sú tenkolupeňovité, jemne sľudnaté. V odkryvoch sa „trúsia“ aj úlomky tenkých lavíc jemno- až strednozrnných pieskovcov žltkavej alebo mierne hrdzavej farby. Tento ílovcový vývoj s polohami pieskovcov na základe superpozície (nad hrabovskými tufmi) zaraďujeme k vranovskému súvrstviu strednobádenského veku.

NEOVULKANITY VIHORLATSKÝCH VRCHOV

Najvýznamnejším prvkom v stavbe regiónu je masív vulkanitov Vihorlatských vrchov. Reprezentujú ich monogenetické a polygenetické vulkány, ako aj komplexy extruzívnych telies (obr. 10a). V období stredného sarmatu vulkanickú aktivitu charakterizuje komplex andezitových extruzívnych telies Vinné a ryodacitové teleso Beňatinskej vody. Vrchný sarmat až spodný panón reprezentujú stratovulkány Morské oko, Diel a Popriečny, charakterizované celým radom formácií. Plošne menej rozsiahle sú stratovulkanické štruktúry Kyjov, Sokolský potok a Vihorlat. Najmenšou vulkanickou štruktúrou je vulkán Kamienska.

Na základe geochemických údajov (tab. 2–9) horninové typy Vihorlatských vrchov (obr. 10b) zodpovedajú vápenato-alkalickému trendu s určitým posunom do tholeiitového poľa (dôvodom je zvýšený obsah železa). Všetky horninové typy, tak andezity, ako aj ryodacity, majú subalkalickú povahu, pričom reprezentujú najmä stredno draselné andezity. Vyrovnaný priebeh krivky REE je typický pre vápenato-alkalickú suitu hornín.

Stredný sarmat

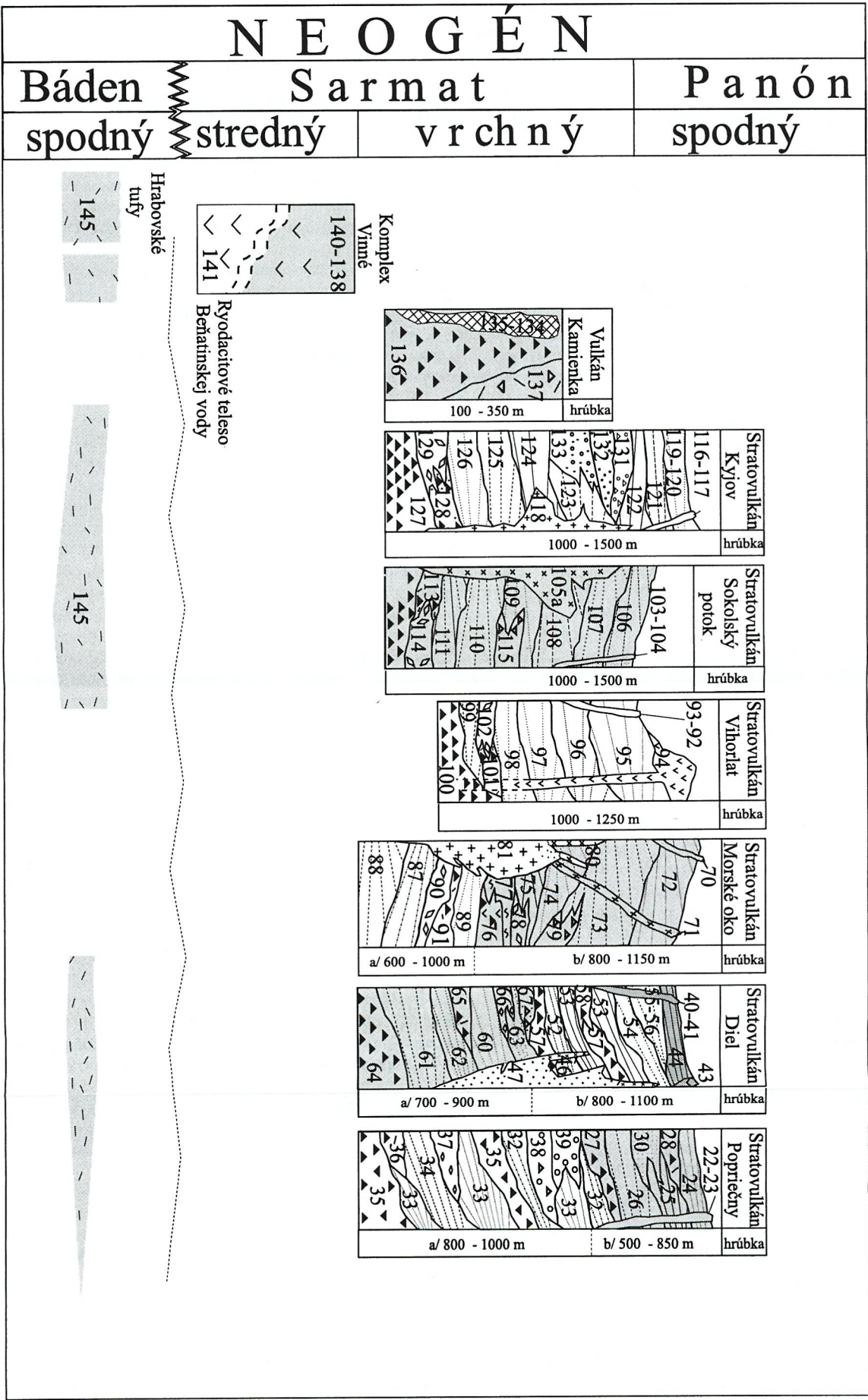
141 ryodacitové extruzívne teleso Beňatinskej vody

Východne od obce Beňatina, v zóne styku „beňatinského“ paleogénu a bradového pásma, vystupuje na povrch extruzívne teleso ryodacitu (obr. 11), pretiahnuté v smere SZ–JV. Teleso je pomenované podľa potoka Beňatinská voda. SLÁVIK (1969), BACSÓ (1979) a KALIČIAK et al. (1984, 1995) zaraďovali formovanie ryodacitového telesa do obdobia vrchného bádenu. Rádiometrický vek (tab. 1) z ryodacitu (vzorka odobraná z kameňolomu) poukazuje na vek $12 \pm 0,5$ Ma (AV-83), čo zodpovedá strednému sarmatu (PECSKAY et al., 1997).

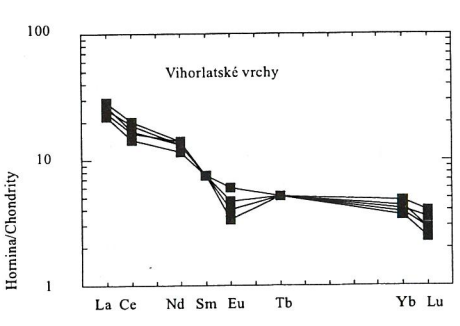
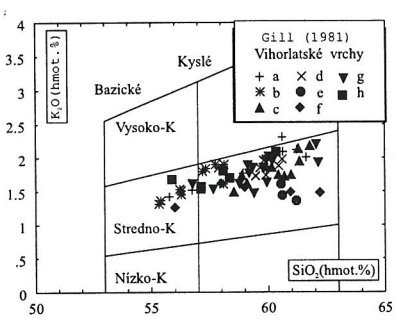
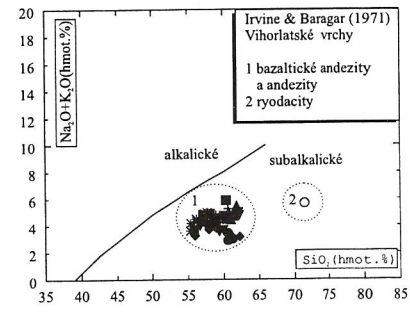
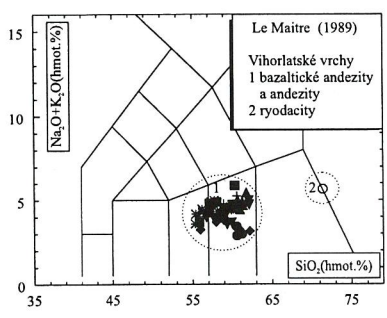
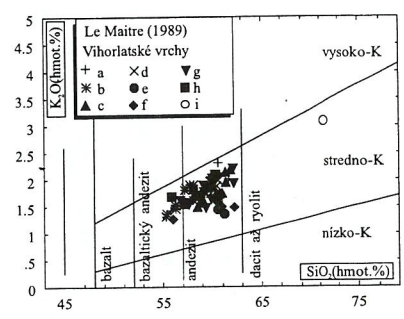
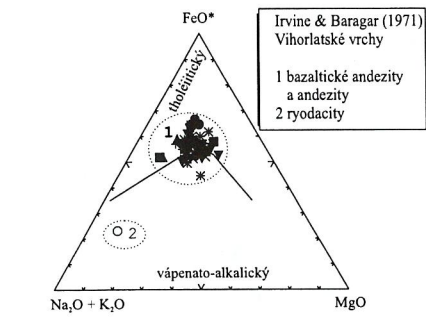
Vo východnej časti je teleso čiastočne prekryté explozívno-efuzívnymi produktmi mladších sarmatských formácií stratovulkánu Popriečny. Teleso je odkryté v kameňolome. Ryodacit má hrubostĺpcovitú odlučnosť s náznakom vejárovitej stavby, je svetlý a autometamorfovaný. V okrajovej časti telesa je ryodacit tmavý, s fluidálnymi štruktúrami ($330^\circ/90^\circ$). Na okraji telesa je vyvinutá brekcia tvorená úlomkami sklovitého ryodacitu a úlomkami paleogénnych sedimentov.

Hornina je riedkoporfyrická, výrastlice živcov dosahujú veľkosť 1,5 mm (obsah cca 5–8 %), výrastlice kremeňa priemerne do 1 mm (obsah 1–2 %). Štruktúra základnej hmoty je mikroliticko-felzitická, tvorená lištami biotitu a živcov (veľkosť 0,2–0,8 mm), drobnejšími mikrolitmi a rekryštalizovaným sklom.

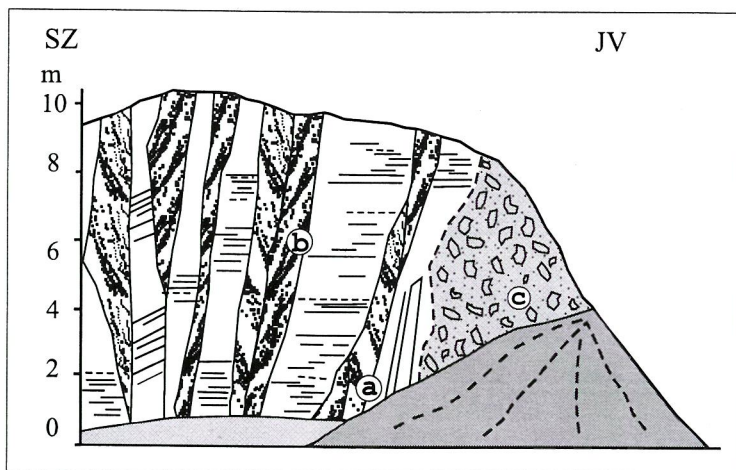
N E O G É N



Vulkanity Vihorlatských vrchov: stratovulkán Popriečny – b) formácia Petrovce: (22–23) – dajky afanitického a strednoporfyrického leukokratného andezitu, 24 – lávové prúdy afanitického až drobnoporfyrického andezitu, 25 – lávové prúdy hruboporfyrického leukokratného andezitu, 26 – lávové prúdy stredno- až hruboporfyrického pyroxenického andezitu, 27 – autochtónne pyroklastiká (nečlenené), 28 – redeponované pyroklastiká, 30 (zahŕňa aj 29) – epiklastické vulkanické siltovce, pieskovce a brekcie, a) **formácia Popriečny:** 32 – lávové prúdy leukokratného andezitu, 33 – lávové prúdy drobnoporfyrického hyperstenicko-augitického andezitu, 34 – lávové prúdy strednoporfyrického pyroxenického andezitu s veľkými výrastlicami augitov, 35 – autochtónne aglomeráty a pyroklastické brekcie, 36 – redeponované pyroklastiká, 37 – redeponované pemzové tufy, 38 – epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty, 39 – epiklastické vulkanické pieskovce s polohami konglomerátov; **stratovulkán Diel – c) formácia Diel:** (40–41) – dajky amfibolicko-pyroxenického andezitu a pyroxenického andezitu s amfibolom, 43 – extrúzie amfibolicko-pyroxenického andezitu, 44 – lávové prúdy amfibolicko-pyroxenického andezitu, b) **komplex centrálnej zóny:** 46 – dioritový porfýr, 47 – porfyrický diorit, **formácia Vavrovej:** 49 – dajky pyroxenického andezitu, 50 (aj za 51) – neky hruboporfyrického hyperstenicko-augitického andezitu a extrúzia afanitického leukokratného bazaltického andezitu, 52 – lávové prúdy hruboporfyrického hyperstenicko-augitického andezitu, 53 – lávové prúdy hruboporfyrického hyperstenicko-augitického andezitu chudobného na pyroxén, 54 – lávové prúdy bazaltického augiticko-hyperstenického andezitu, (55–56) – lávové prúdy bazaltického augiticko-hyperstenického andezitu s olivínom a porfyrického leukokratného andezitu, 57 – autochtónne aglomeráty a pyroklastické brekcie, 58 (aj za 59) – redeponované pyroklastiká a tufy, a) **formácia Bystrej:** 60 – lávové prúdy drobnoporfyrického pyroxenického andezitu, 61 – lávové prúdy strednoporfyrického hyperstenicko-augitického andezitu bohatého na pyroxén, 62 – lávové prúdy strednoporfyrického hyperstenicko-augitického andezitu chudobného na pyroxén a riedkoporfyrického andezitu, 63 – lávové prúdy leukokratného andezitu, 64 – autochtónne pyroklastiká a pyroklastické brekcie, 65 – redeponované pyroklastiká, 66 – redeponované pemzové tufy, 67 (aj za 68–69) – epiklastické vulkanické pieskovce, brekcie a konglomeráty; **stratovulkán Morské oko – b) formácia Sninský kameň:** 70 – dajky pyroxenického andezitu a andezitového porfýru, 71 – bazaltický andezitový porfýr, 72 – lávové prúdy drobnoporfyrického pyroxenického andezitu s pilotaxiticko-mikropoikilitickou štruktúrou základnej hmoty, 73 – lávové prúdy strednoporfyrického pyroxenického andezitu s pilotaxiticko-mikropoikilitickou štruktúrou základnej hmoty, 74 – lávové prúdy hruboporfyrického pyroxenického andezitu s pilotaxiticko-mikropoikilitickou štruktúrou základnej hmoty, 75 – lávové prúdy stredno- až hruboporfyrického pyroxenického andezitu s trachytickou štruktúrou základnej hmoty, 76 – prevažne redeponované lapilové tufy a aglomeráty, 77 – autochtónne tufy a pemzové tufy, 78 – redeponované tufy a pemzové tufy, 79 – epiklastické vulkanické brekcie, **komplex centrálnej zóny a hydrotermálneho centra Porubský potok:** 80 – dioritový porfýr, 81 – diorit, **formácia Hámre:** 87 – lávové prúdy strednoporfyrického hyperstenicko-augitického andezitu s mikrolitickou štruktúrou základnej hmoty, 88 – lávové prúdy drobnoporfyrického pyroxenického andezitu s mikrolitickou štruktúrou základnej hmoty, 89 – lávové prúdy leukokratného bazaltického andezitu, 90 – prevažne redeponované tufy a pemzové tufy, 91 – nečlenené redeponované pyroklastiká; **stratovulkán Vihorlat – formácia Vihorlat – (92–93) – dajky pyroxenického a augiticko-hyperstenického andezitu, 94 – protrúzia augiticko-hyperstenického andezitu (až bazaltického andezitu) s pilotaxitickou až trachytickou štruktúrou základnej hmoty, 95 – lávové prúdy drobnoporfyrického augiticko-hyperstenického andezitu s pilotaxitickou až mikropoikilitickou štruktúrou základnej hmoty, 96 – lávové prúdy strednoporfyrického augiticko-hyperstenického andezitu s pilotaxitickou až mikropoikilitickou štruktúrou základnej hmoty, 97 – lávové prúdy drobnoporfyrického pyroxenického andezitu s jemnou mikrolitickou až mikroliticko-mikropoikilitickou, ojedinele aj hyalopilitickou štruktúrou základnej hmoty, 98 – lávové prúdy strednoporfyrického augiticko-hyperstenického andezitu so zrnitou mikrolitickou až mikroliticko-mikropoikilitickou štruktúrou základnej hmoty, 99 – lávové prúdy strednoporfyrického pyroxenického andezitu (s nešpecifikovanou štruktúrou základnej hmoty), 100 – autochtónne aglomeráty a pyroklastické brekcie, 101 – redeponované pyroklastiká (nečlenené), 102 – pemzové tufy; **stratovulkán Sokolský potok – formácia Sokolský potok:** 103 – dajky pyroxenického andezitu, 104 – dajky augiticko-hyperstenického andezitu, 105a – diorit, 106 – lávové prúdy augiticko-hyperstenického andezitu (až bazaltického andezitu?) s pilotaxiticko-trachytickou štruktúrou základnej hmoty, 107 – drobnoporfyrický augiticko-hyperstenický andezit s pilotaxitickou až pilotaxiticko-mikrolitickou štruktúrou základnej hmoty, 108 – lávové prúdy strednoporfyrického augiticko-hyperstenického andezitu s pilotaxitickou až pilotaxiticko-mikrolitickou štruktúrou základnej hmoty, 109 – lávové prúdy drobnoporfyrického augiticko-hyperstenického andezitu s mikrolitickou štruktúrou základnej hmoty, 110 – lávové prúdy strednoporfyrického augiticko-hyperstenického andezitu s mikrolitickou štruktúrou základnej hmoty, 111 – lávové prúdy drobnoporfyrického až strednoporfyrického pyroxenického andezitu s nešpecifikovanou štruktúrou základnej hmoty, 112 – autochtónne aglomeráty a pyroklastické brekcie, 113 – redeponované pyroklastiká (nečlenené), 114 – redeponované pemzové tufy, 115 – epiklastické vulkanické brekcie; **stratovulkán Kyjov – formácia Kyjov:** 116 – dajky augiticko-hyperstenického andezitu, 117 – dajky pyroxenického andezitu, 119 – lávové prúdy stredno- až hruboporfyrického pyroxenického andezitu s pilotaxiticko-trachytickou štruktúrou základnej hmoty, 120 – lávové prúdy drobnoporfyrického pyroxenického andezitu s pilotaxitickou štruktúrou základnej hmoty, 121 – lávové prúdy strednoporfyrického pyroxenického andezitu s pilotaxitickou štruktúrou základnej hmoty, 122 – lávové prúdy hruboporfyrického pyroxenického andezitu s pilotaxitickou štruktúrou základnej hmoty, 123 – lávové prúdy strednoporfyrického pyroxenického andezitu s mikroliticko-mikropoikilitickou štruktúrou základnej hmoty, 124 – lávové prúdy drobnoporfyrického pyroxenického andezitu s mikroliticko-mikropoikilitickou štruktúrou základnej hmoty, 125 – lávové prúdy strednoporfyrického pyroxenického andezitu s mikrolitickou štruktúrou základnej hmoty, 126 – lávové prúdy drobnoporfyrického až strednoporfyrického pyroxenického andezitu s nešpecifikovanou základnou hmotou, 127a – autochtónne aglomeráty a pyroklastické brekcie, b) chaotické pyroklastické brekcie, 128 – redeponované pyroklastiká (nečlenené), 129 – redeponované pemzové tufy, 131 – epiklastické vulkanické brekcie až konglomeráty, 132 – hrubé až blokované epiklastické vulkanické konglomeráty, 133 – epiklastické vulkanické pieskovce s polohami drobných až stredne hrubých epiklastických konglomerátov; **vulkán Kamienka – formácia Kamienka:** 134 – dajky pyroxenického andezitu, 135 – explozívne neky pyroxenického andezitu, 136 – hrubouľomkovité až blokované vulkánske brekcie a aglomeráty, 137 – redeponované pyroklastiká (nečlenené), **komplex Vinné – extrúzivne andezitové telesá a ich brekcie:** 138 – amfibolicko-hyperstenického andezitu, 139 – augiticko-hyperstenického andezitu, 140 – hyperstenického andezitu s akcesorickým augitom a amfibolom, **ryodacitové teleso Beňatinskej vody:** 141 – ryodacitové extrúzivne teleso, **hrabovské tufy:** 145 – redeponované ryodacitové tufy.**



Obr. 10b Taxonomické rozdelenie hornín vulkanitov Vihorlatských vrchov (B. Žec, 1996)
a – stratovulkán Vihorlat, b – stratovulkán Popriečný, c – stratovulkán Kyjov, d – stratovulkán Sokolský potok, e – vulkán Kamienska, f – komplex Vinné, g – stratovulkán Morské oko, h – stratovulkán Diel, i – ryodacitové teleso Beňatinskej vody



Obr. 11 Vnútorná stavba ryodacitového extruzívneho telesa Beňatinskej vody (V. KONEČNÝ)
a – tmavý sklovitý ryodacit; *b* – svetlý autometamorfovaný ryodacit; *c* – peperitová brekcia

KOMPLEX VINNÉ

Komplex Vinné reprezentujú najmä extruzívne telesá andezitov. V rámci Vihorlatských vrchov ho vyčlenil už celý rad autorov, ktorí rôznym spôsobom interpretovali jeho priestorové rozšírenie a litofaciálne vzťahy. Pomenovanie dostal podľa obce Vinné.

KUTHAN in LEŠKO et al. (1964) zaradili extruzívne telesá do 1. andezitovej fázy v strednom sarmate. SLÁVIK v práci ORLICKÝ et al. (1970) vyčlenil formáciu Vinné – Závadka. Tá pozostávala z dvoch komplexov: komplexu Vinné a komplexu Závadka. Do komplexu Vinné zahŕňa extruzívne telesá amfibolicko-pyroxenických andezitov vystupujúcich v oblasti obcí Vinné – Trnava. BACSÓ (1979) vyčlenil tzv. subvulkanický komplex, pozostávajúci z dómov a kumulo-dómov amfibolicko-pyroxenických andezitov. Ku komplexu Vinné na základe štruktúrnej pozície KALIČIAK et al. (1984, 1995) zaradili lávové prúdy a extrúzie porfyrických, sčasti leukokratných pyroxenických andezitov z oblasti kóty Marečková (402) severne od Vinianskeho jazera a z oblasti južne od Kamenice nad Cirochou. Nové redefinovanie komplexu podali ŽEC et al., (1996), keď do komplexu zahrnuli aj ďalšie extruzívne telesá.

Tieto extruzívne telesá vystupujú na báze vulkanického komplexu pri jeho juhozápadnom okraji (v okolí obcí Trnava pri Laborci – Vinné – Kaluža), pri západnom až severozápadnom okraji (východne od obce Oreské, juhovýchodne

Tab. 2 Vybrané geochemické údaje – komplex Vinné (B. Žec, 1996)

Komplex Vzorka Typ hor. Charakter	Vinné VG - 2 andezit extrúzia	Vinné VG - 3 andezit extrúzia	Vinné VG-29 andezit extrúzia	Vinné VG-53 andezit extrúzia	Vinné VBŽ-1183 andezit extrúzia	Vinné VBŽ-1177 andezit extrúzia
Por. číslo	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	56,00	58,00	61,34	60,69	62,22	60,95
TiO ₂	0,38	0,58	0,629	0,85	0,704	0,871
Al ₂ O ₃	18,42	18,59	19,80	16,68	17,53	18,22
Fe ₂ O ₃	5,47	2,55	4,76	7,05	6,53	6,37
FeO	1,72	4,37	0,60	4,08	3,80	3,34
MgO	2,86	2,44	0,84	2,28	2,13	2,27
MnO	-	-	0,071	-	0,106	0,082
CaO	5,36	5,92	3,75	6,28	5,90	6,36
Na ₂ O	1,98	2,08	2,97	3,28	1,68	1,77
K ₂ O	1,26	1,62	2,00	1,73	1,48	1,49
P ₂ O ₅	0,10	0,05	0,155	0,16	0,13	0,13
H ₂ O ⁺	-	-	0,77	0,46	-	-
H ₂ O ⁻	-	-	1,70	0,86	0,68	1,35
str. žih.	-	-	-	-	1,39	1,35
Total	93,55	96,20		100,32	99,80	99,86
Cr	-	-		31	35	25
Ni	-	-		15	10	6
Sc	-	-		14,7	17	20
V	-	-		59	50	50
Cu	-	-		13	13	11
Zn	-	-		28	82	64
Rb	-	-		48	68	63
Ba	-	-		371	437	421
Sr	-	-		258	328	375
Nb	-	-		15	11	10
Zr	-	-		165	181	140
Th	-	-		<1	6,4	5,7
La	-	-		22	22	21
Ce	-	-		37	29	28
Pr	-	-		-	7	6
Nd	-	-		22	24	24
Sm	-	-		4	4,2	4,4
Eu	-	-		1,0	1,3	1,2
Gd	-	-		3,7	3,9	3,6
Tb	-	-		<1	<0,5	<0,5
Dy	-	-		4,5	5,3	4,8
Er	-	-		-	3,5	3,0
Yb	-	-		2,7	2,2	2,1
Lu	-	-		0,3	0,49	0,52

Tab. 2-9: Vzorok hornín boli analyzované v laboratóriu GS SR Spišská Nová Ves.

od obce Ptičie, v záreze doliny potoka Konské, Suchý potok a Voňarský jarok). V nadloží je komplex Vinné prekrytý produktmi stratovulkánov Kyjov, Sokolský potok a Morské oko.

V rámci komplexu sú zahrnuté extruzívne telesá amfibolicko-hyperstenických (až hyperstenicko-amfibolických andezitov), augiticko-hyperstenických andezitov, hyperstenických andezitov s akcesorickým augitom a amfibolom a s nimi späté extruzívne brekcie.

Extruzívne telesá (obr. 12) tvoria morfológicky nevýrazné formy, ktoré prevyšujú okolitý terén cca o 150 m, Veľký Senderov (310 m), Štová (319 m), Viniansky hrad (325 m), Hôrka (228,4 m) a ďalšie menšie vrcholy. Priezez extruzívnych telies je zhruba izometrický až nepravidelne eliptický, s rozmermi až do 2 x 1,2 km (Veľký Senderov). Fluidalita je prevažne strmá, často s vejárovitým rozložením a poukazuje na formy domatického typu.

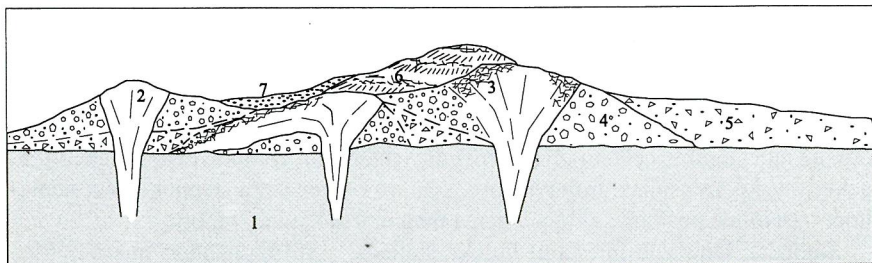
Andezitové extrúzie tvorí masívny sivý až hnedastý porfyrický andezit s hruboblokovitou odlučnosťou. V dôsledku autometamorfných premien nadobúda zelenkavé odtiene. Andezitové brekcie tvoria široké zóny pri okrajoch extruzívnych telies, s ktorými sú späté postupnými prechodmi. Rozmery blokov výrazne varujú od niekoľko dm do niekoľko m. Obmedzenie blokov je často neostré, splývavé s matrixom, zrnitej až lávovej povahy. Orientácia blokov je chaotická. S narastajúcou vzdialenosťou od extruzívnych telies narastá objem zrnitého matrixu a extruzívne brekcie prechádzajú do uloženín typu hrubých až blokových brekcií epiklastického typu.

Na geologickej stavbe vinianskeho komplexu sa zúčastňuje viacero petrografických typov hornín, ktorých spoločným znakom sú najmä premeny autometamorfného typu, prejavujúce sa hematitizáciou mafických minerálov a v menšej miere aj chloritizáciou a rekryštalizáciou základnej hmoty. V klasifikačných diagramoch (obr. 13) $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2 a K_2O vs. SiO_2 všetky horninové typy majú subalkalickú povahu a reprezentujú andezity strednodraselného typu. V AFM diagrame (obr. 13) zodpovedajú Ca-alkalickému trendu, hoci niektoré vzorky s vyšším obsahom Fe presahujú do poľa tholeiitu (nie však v dôsledku obohacovania magmy o železo v priebehu frakčnej kryštalizácie). Vybrané geochemické údaje sú uvedené v tab. 2.

Rádiometrický vek z andezitu jednotlivých extruzívnych telies (AV-121, AV-35, 2-1065, 3-1066, 4-1067) dokladá formovanie telies v období stredného sarmatu (tab. 1).

140 hyperstenický andezit s akcesorickým augitom a amfibolom

Extruzívne telesá tohto typu vystupujú južne od Modry nad Cirochou, v oblasti Voňarského jarku. Andezit je variabilne hematitizovaný a argilitizovaný. Miestami nadobúda mierne leukokrtný charakter. Výrastlice veľkosti do 3 mm



Obr. 12 Schéma stavby vinianskeho komplexu (V. KONEČNÝ a B. ŽEC, 1996)

1 – podložie vinianskeho komplexu (molasové sedimenty), 2 – masívne časti extruzívnych telies s blokovitou odlučnosťou, 3 – extruzívne brekcie s lávovým matrixom, 4 – hrubé extruzívne brekcie s klastickým materiálom, 5 – redeponované vulkanoklastiká, 6 – lávové prúdy leukokratných pyroxenických andezitov stratovulkánu Kyjov, 7 – epiklastické sedimenty stratovulkánu Kyjov

predstavuje prevažne argilitizovaný plagioklas (bázickejšie jadrá), opacitizovaný hypersten a ojedinelý opacitizovaný augit či amfibol. Základná hmota je mikroliticko-pilotaxitická, s prejavmi hematitizácie a argilitizácie.

139 augiticko-hyperstenický andezit

Extruzívne telesá tohto typu vystupujú juhovýchodne od obce Kamienka a severovýchodne od obce Porúbka, kde sú odkryté v lomoch. Vulkanická aktivita týchto extruzívnych telies je zaradená do komplexu Vinné, pričom na základe stratigraficko-litologických a rádiometrických aspektov nevylučujeme túto vývojovú etapu v rámci stratovulkánu Kyjov.

Petrograficky ide o porfyrickú horninu, ktorú tvoria výrastlice zonálneho plagioklasu (An_{60-70} , veľkosť 0,5–3 mm, obsah 30–35 %), hyperstenu (veľkosť 0,3–2 mm, obsah 8–10 %) a augitu (veľkosť 0,3–1,5 mm, obsah 3–4 %) v základnej hmote poikiliticko-mikrolitickej štruktúry. Je zložená zo živcov, kremeňa, sporadického pyroxénu a magnetitu. Hypersten a magnetit je čiastočne postihnutý hematitizáciou, v základnej hmote miestami pozorujeme argilitizáciu.

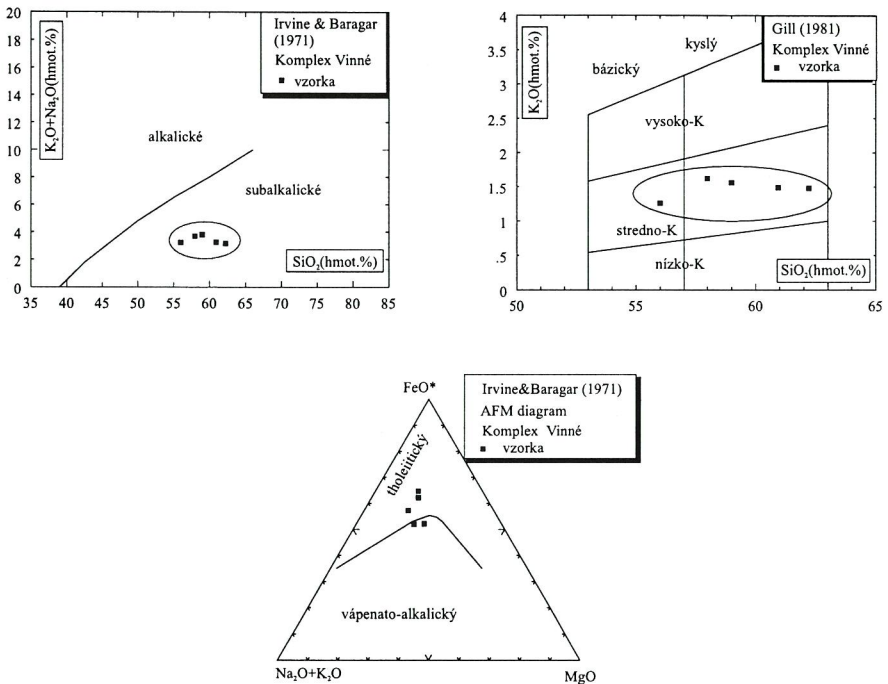
Na základe rádiometrického datovania zo vzorky andezitu (tab. 1), odobranej z lomu sv. od obce Porúbka, zaradíme túto vulkanickú aktivitu do obdobia vrchného sarmatu až spodného panónu ($10,9 \pm 0,4$ mil. r.; PECSKAY et al., 1997).

138 amfibolicko-hyperstenický (až hyperstenicko-amfibolický) andezit

Budujú extruzívne telesá Hôrky, Vinianskeho hradu (fototab. VIII, obr. 1), Šutovej, Veľkého Senderova (fototab. VIII, obr. 2) a Bogdanky. Horniny sú

porfyrické, s výrastlicami zonálneho plagioklasu (An_{62-72} , veľkosť 1–3 mm, obsah 25–35 %), hyperstenu (veľkosť 0,3–2 mm, obsah 5–10 %) a zeleno-hnedého amfibolu (veľkosť 1–4 mm, obsah 4–7 %) v základnej hmote mikrolitickej až poikiliticko-mikrolitickej štruktúry zloženej zo živcov, kremeňa, sporadického pyroxénu a magnetitu. Výrastlice amfibolu často uzatvárajú drobné plagioklasy a sú, až na výnimky, celkom opacitizované hematitom, zriedkavejšie magnetitom, niekedy v kombinácii s drobným pyroxénom v strede zrn. Opacitizácia hematitom variabilne postihuje aj hypersten a magnetit základnej hmoty.

Základná hmota je miestami holokryštalická, s veľmi jemnou mikroalotriomorfne zrnitou štruktúrou. V južnej časti telesa Viniansky hrad má hornina charakter až amfibolicko-hyperstenického dioritového porfyru, kde základná hmota je mikroalotriomorfne a mikrohypidiomorfne zrnitá (zrornosť 0,02–0,05 mm). Vyšší stupeň kryštalinity sa prejavuje aj dokonalejšou resorpciou amfibolu za vzniku jemnozrného agregátu pyroxénu, magnetitu a plagioklasu. Pri tejto hornine nepozorujeme procesy hematitizácie.



Obr. 13 Taxonomické rozdelenie hornín komplexu Vinné (B. Žec, 1996)

V okrajových častiach telies a v extruzívnych brekciách je zvyčajne intenzita hematizácie vyššia a variabilne ju sprevádzajú aj prejavy argilitizácie, chloritizácie, karbonatizácie či rekryštalizácie základnej hmoty.

Vrchný sarmat

PYROKLASTICKÝ VULKÁN KAMIENKA

Formácia Kamienska

Monogenetický vulkán Kamienska, situovaný v severozápadnom cípe Vihorlatských vrchov, dostal pomenovanie podľa obce Kamienska, vystupujúcej západne od vulkánu. Prvé zmienky o možnosti vyčlenenia vulkanického centra (ale bez obsiahlejšej charakteristiky) východne od obce Kamienska pod kótou Ostrá stráň, a to na základe výskytu mohutných kráterových vulkanických brekcií andezitu, podáva BACSÓ (1979). ŽEC et al. (1996) vyčlenili a definovali pyroklastický vulkán (a zároveň aj ako formáciu) s definovaním jednotlivých litostratigrafických členov.

Relikty pyroklastického vulkánu vystupujú cca 1 km východne od obce Kamienska. Štruktúra vulkánu je odkrytá hlbokým erozívnym zárezom doliny riečky Kamenica. Pyroklastické produkty vystupujú na oboch svahoch doliny. Prevažná časť vulkánu vrátane prívodového systému je odkrytá na južných svahoch k. Ostrá Stráň (492,4 m). V nadloží sú pyroklastické produkty prekryté lávovými prúdmi stratovulkánov Morské oko, Sokolský potok a Kyjov.

Centrálna vulkanická zóna zahŕňa prívodové systémy (neky, dajky) a uloženy autochtónnych hruboblokových chaotických brekcií v ich bezprostrednom okolí na južnom svahu k. Ostrá stráň (492,4 m).

Prechodná a periférna vulkanická zóna je zachovaná v doline potoka Kamenica, ale vo väčšej miere je prekrytá efuzívnymi produktmi stratovulkánov Kyjov a Sokolský potok.

Na stavbe vulkánu Kamienska sa podieľajú prevažne dva typy drobných až strednoporfyrických pyroxenických andezitov identifikované v pyroklastikách:

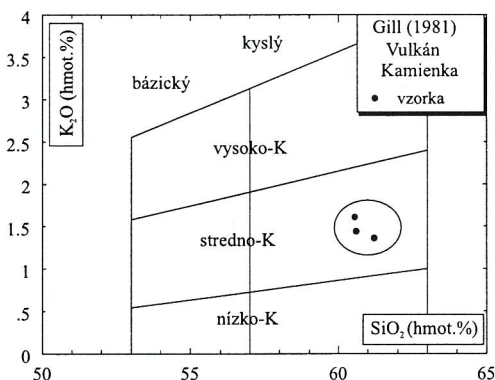
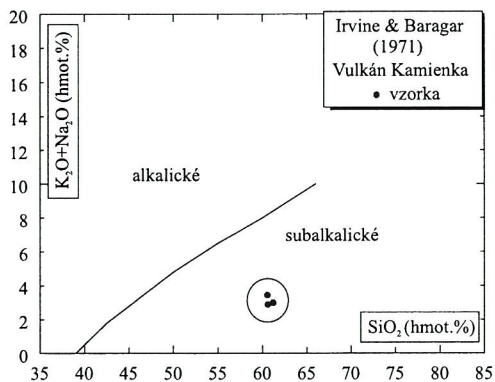
1. Augiticko-hyperstenický andezit s pilotaxitickou štruktúrou základnej hmoty. Hornina je porfyrická, s výrastlicami zonálneho plagioklasu (An_{74-80} , veľkosť 0,5–1 mm, ojedinele až 2 mm, obsah okolo 30 %), hyperstenu (veľkosť do 2 mm, ojedinele až 3 mm, obsah okolo 10–12 %) a augitu (veľkosť do 2 mm, obsah 6–10 %). Bázičné zóny plagioklasov sú často resorbované. Pyroxény ojedinele vytvárajú glomeroporfyrické zhluky. Základná hmota je pilotaxitická, s drobnými lištičkami plagioklasu, pyroxénu, magnetitu, so zriedkavým kremekom a draselným živcom, resp. premeneným sklom.

2. Augiticko-hyperstenický andezit s pilotaxiticko-trachytickou štruktúrou základnej hmoty. Hornina je porfyrická, s výrastlicami zonálneho plagioklasu

(An₇₆₋₈₄, veľkosť 0,5–1 mm, ojedinile až 2 mm, obsah 20–25 %), hyperstenu (veľkosť do 2 mm, obsah okolo 8–10 %) a augitu (veľkosť do 2 mm, obsah 6 až 10 %). Základná hmota je pilotaxiticko-trachytická, s vyšším obsahom lištičiek plagioklasu v porovnaní s predchádzajúcim typom.

Vo forme fragmentov pyroklastickej brekie na jednej lokalite sa v rámci vulkánu Kamienska zistili aj „cudzorodé“ horniny, a to:

Vápenato-alkalické bazalty. Sú charakteristické porfyrickými výrastlicami variabilne resorbovaných olivínov (1–5 mm, 10–12 %), augitov (veľkosť 0,2 až 1 mm, okolo 8 %) a ojedinelých resorbovaných plagioklasov (veľkosť do 1 mm). Sú uložené v základnej hmote mikrolitickej štruktúry, ktorá pozostáva z plagioklasu (veľkosť 0,1–0,3 mm), pyroxénu a magnetitu. Tieto bazalty reprezentujú unikátny nález horniny, ktorá dosiaľ z oblasti Vihorlatských vrchov nebola známa.



Obr. 14 Taxonomické rozdelenie hornín vulkánu Kamienska (B. Žec, 1996)

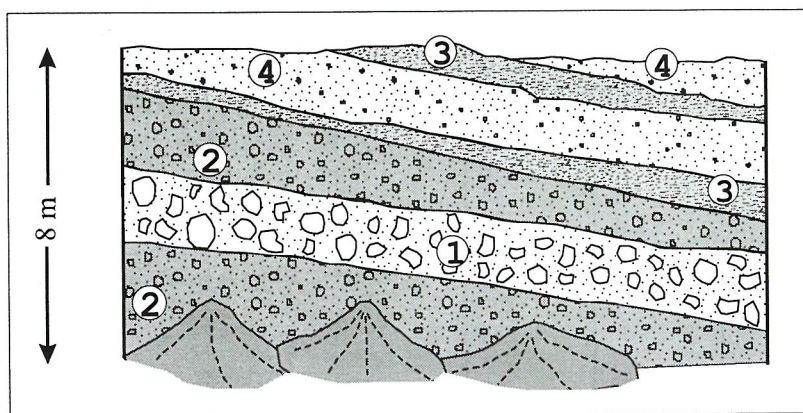
Amfibolicko-hyperstenické andezity s výrastlicami zonálneho plagioklasu (An_{60-65} , veľkosť 0,5–3 mm, obsah okolo 30 %), hyperstenu (veľkosť do 2 mm, obsah 3–5 %) a hnedého amfibolu značne variabilnej veľkosti (veľkosť 0,5–5 mm, obsah 2–5 %). Prítomné sú variety bez premien s hyalopilitickou štruktúrou základnej hmoty a variety postihnuté hematizáciou tmavých minerálov s mikrolitickou základnou hmotou.

Tieto horniny sa petrografickým zložením ponášajú na horniny vinianskeho komplexu a majú aj podobné chemické trendy (obr. 14). Vybrané geochemické údaje sú uvedené v tab. 3.

Na základe štruktúrnej pozície zaradujeme vulkanickú aktivitu vulkánu Kamienska do obdobia vrchného sarmatu.

137 redeponované pyroklastiká (nečlenené)

Vystupujú vo väčšej vzdialenosti od erupčívneho centra na svahoch Marková (jjv. od obce Kamienska) a východne od erupčívneho centra pri úpätí svahu pri k. 305,3 m (obr. 15).



Obr. 15 Schematický profil fáciami distálnej vulkanickej zóny vulkánu Kamienska v doline potoka Kamenica (V. Konečný, 1996)

1 – epiklastické brekcie – konglomeráty, 2 – drobné redeponované pyroklastiká, 3 – epiklastické siltovce, 4 – epiklastické pieskovce

Súvrstvie, tvorené striedaním najmä polôh epiklastických konglomerátov, drobných triedených epiklastických brekcií, pieskovcov s vložkami siltovcov, reprezentuje faciú distálnej vulkanickej zóny (cca 1,5 km od erupčívneho centra), uloženú vo fluvialno-limnickom prostredí s úklonom od erupčívneho centra.

Tab. 3 Vybrané geochemické údaje – vulkán Kamienska (B. Žec, 1996)

Vulkán Vzorka Typ hor. Charakter	Kamienska VBŽ-1174 andezit nek	Kamienska VBŽ-1175 andezit nek	Kamienska VBŽ-1176 andezit dajka	Kamienska VBŽ- 1173a andezit pyroklast	Kamienska VBŽ- 1173b andezit pyroklast	Kamienska VBŽ- 1173c andezit pyroklast
Por. číslo	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	60,55	60,60	61,21	60,18	60,74	60,41
TiO ₂	0,835	0,835	0,850	0,640	0,652	0,643
Al ₂ O ₃	17,95	17,99	17,78	15,60	15,98	15,63
Fe ₂ O ₃	6,79	6,84	7,03	6,42	6,11	6,63
FeO	4,38	4,24	4,56	5,10	4,20	5,20
MgO	2,46	2,79	2,45	4,64	4,89	4,95
MnO	0,100	0,116	0,095	0,125	0,116	0,122
CaO	6,56	6,64	6,36	7,22	7,10	7,32
Na ₂ O	1,83	1,45	1,63	1,22	1,31	1,34
K ₂ O	1,61	1,44	1,36	1,57	1,48	1,56
P ₂ O ₅	0,14	0,13	0,13	0,07	0,06	0,06
H ₂ O ⁺	–	–	–	–	–	–
H ₂ O ⁻	0,87	0,64	0,86	0,65	0,66	0,44
str. žih.	1,01	1,18	0,98	2,32	1,53	1,27
Total	99,84	100,01	99,88	100,01	99,97	99,94
Cr	35	30	30	–	–	–
Ni	7	9	24	–	–	–
Sc	21	20	22	–	–	–
V	55	50	50	–	–	–
Cu	10	11	12	–	–	–
Zn	72	86	77	–	–	–
Rb	59	66	63	–	–	–
Ba	420	426	421	–	–	–
Sr	376	379	379	–	–	–
Nb	10	10	11	–	–	–
Zr	131	141	139	–	–	–
Th	5,7	6,4	6,6	–	–	–
La	21	20	24	–	–	–
Ce	29	22	27	–	–	–
Pr	6	6	6	–	–	–
Nd	25	23	22	–	–	–
Sm	4,2	4,2	3,8	–	–	–
Eu	1,2	1,2	1,1	–	–	–
Gd	3,9	3,9	4,0	–	–	–
Tb	0,5	0,5	0,5	–	–	–
Dy	4,8	5,4	5,3	–	–	–
Er	3,0	3,4	3,4	–	–	–
Yb	2,1	2,5	2,3	–	–	–
Lu	0,50	0,55	0,50	–	–	–

136 hruboúlomkovité až blokovité vulkánske brekcie a aglomeráty

Vystupujú v celom rade skalných východov v blízkom až bezprostrednom okolí prírodových systémov. Prevládajú bloky so subsférickým až sférickým obmedzením, priemernej veľkosti 25–50 cm, s drsným napeneným povrchom. Časté sú typické bomby s rozpadom podľa radiálnych a koncentrických trhlín. Matrix je tufovo-troskovitý (tvorí cca 30–40 %), silno spekaný a homogenizovaný. Ohraničenie fragmentov od matrixu je neostré. Uloženie je chaotické, lokálne s náznakmi triedenia. Brekcia je prevažne produktom aktivity strombolského typu, prípadne s prechodom do brekcií vulkánskeho typu. Hruboúlomkovité až blokové brekcie sú identifikované na svahoch doliny pod Bestiedkami, ďalej na svahoch oproti k. Ostrá stráň (492,4 m). Vo väčšej vzdialenosti od erupčných centier pozorujeme diferenciaciu na jednotlivé telesá brekcií oddelené polohami triedeného pyroklastického materiálu. To poukazuje na transport masového charakteru (pravdepodobne prostredníctvom pyroklastických prúdov). Uvedené akumulácie budujú oblasť prechodnej (proximálnej) vulkanickej zóny.

135 explozívne neky pyroxenického andezitu

Explozívne neky reprezentujú sčasti preparované telesá s izometrickým až eliptickým prierezom s priemerom 10–15 m.

Neky sú tvorené blokmi zbrekčovateného pyroxenického andezitu (veľkosti 2–6 m aj viac) s nepatrným zastúpením zrnitého lávového matrixu (dezintegrovaná extrémna napenená láva), ktorý tvorí cca 5–10 % (obr. 16). Bloky sú angulárne až neostro ohraničené, subsférické voči lávovému matrixu. Sú prevažne silno až extrémne napenené a zoxidované (hnedočervené, červené až čiernohnedé odtiene). Orientácia blokov je chaotická. V nižších úrovniach nekového telesa odkrytého na svahu je postupný prechod do zbrekčovateného andezitu so znakmi rozpadu na bloky, s výrazným ubúdaním lávového matrixu.

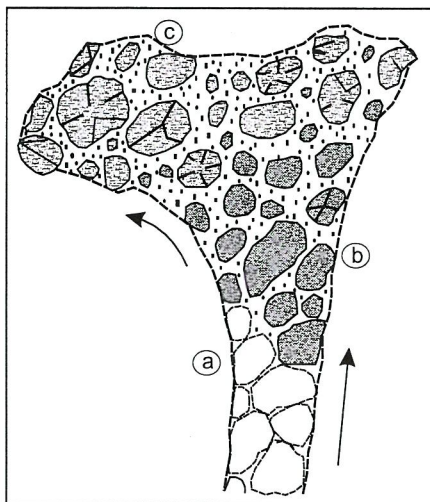
Vo vrchnej časti neku pozorujeme prechod do kráterovej brekcie, tvorenej silno až extrémne napenenými blokmi andezitu do veľkosti 2,5 m, so znakmi dezintegrácie v okrajových častiach (obr. 16) podľa radiálnych a koncentrických trhlín.

Matrix je silno spekaný, lapillovo-troskovitý až lávový. Ohraničenie fragmentov (prevažne so subsférickým obmedzením) od matrixu je neostré, splývavé.

134 dajky pyroxenického andezitu

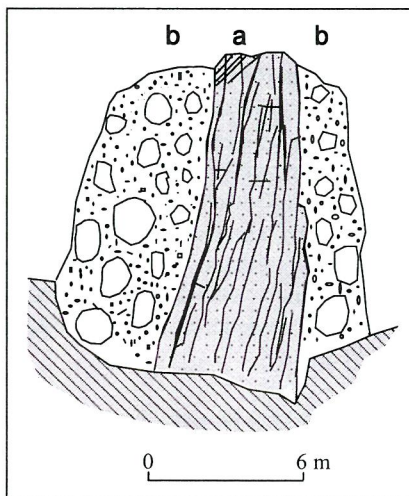
V nižších úrovniach svahu Ostrá stráň, bližšie ku kóte 350,3 m, sú sčasti preparované andezitové dajky s prevládajúcou orientáciou v smere S–J.

Odlučnosť je doskovitá podľa strmých plôch, paralelne s vonkajším obmedzením. Pri okraji pozorujeme intenzívnejšiu vezikuláciu. Dajky (obr. 17) prenikajú cez hruboblokové pyroklastické brekcie. Šírka telies varíruje od 6–8 m do 40–50 m. Petrograficky zodpovedajú strednoporfyrickému pyroxenickému andezitu.



Obr. 16 Schéma stavby explozívneho neku (V. Konečný, 1996)

a - zbrekčovatený andezit, b - chaotická brekcia, c - kráterová brekcia



Obr. 17 Schéma preniku andezitovej dajky cez brekciu neku (V. Konečný, 1996)

a - andezitová dajka, b - kráterová brekcia

Vrchný (stredný?) sarmat – spodný panón

Stratovulkán Kyjov

(Formácia Kyjov)

V rámci reťazca vrchnosarmatských stratovulkánov predstavuje najzápadnejšie situovaný polygenetický vulkán, ktorého produkty v súčasnom zreze sú rozšírené na ploche zhruba 90 km². Pomenovaný bol podľa kóty Kyjov (821 m n. m.).

Pomenovanie Kyjov použil celý rad autorov, ale v rôznom význame. SLÁVIK in ORLICKÝ et al. (1970) vyčlenil v rámci Vihorlatských vrchov formáciu Kyjov – Orechová, pričom do nej začlenil aj niekoľko litofácií spodnej stavby

stratovulkánu Kyjov. BACSÓ (1979, 1986) naznačil vulkanické centrum Kyjov a vyčlenil ho ako stratovulkán v spojitosti s charakterizovaním tretej etapy intermediárneho vulkanizmu Vihorlatu. Aplikáciou moderných metód štruktúrno-vulkanologickej až litofaciálnej analýzy KALIČIAK et al. (1984, 1995) charakterizovali základnú stavbu a vyčlenili priestorové rozšírenie stratovulkánu Kyjov. ŽEC et al. (1996) detailným geologickým mapovaním v mierke 1 : 25 000 definovali základné litofaciálne členy, ich priestorové rozšírenie, ako aj vývojové štádiá stratovulkánu (formácie) Kyjov.

Najvyššiu nadmorskú úroveň dosahuje vrchol Kyjov (k. 821,0 m). Stratovulkán je rozčlenený na celý rad chrbtov a plochých vrcholov podľa ôsmich, zhruba radiálne orientovaných dolín (vzhľadom na pozíciu vrcholu Kyjova). Doliny odvodňujú potoky, z ktorých v severnej časti sú najvýznamnejšie Suchý potok, potoky Bystré, Konské a Motyčka, vyúsťujúce do potoka Kamenica. V južnej až juhozápadnej časti sú to potoky Kusín, Skalčanský, Tomášovský, Suchý, Viniansky a Trnavský, odvodňované generálne na juh. Pri južnom až juhozápadnom okraji stratovulkánu je umelá vodná nádrž Zemplínska Širava a Vinianske jazero.

Vulkanické produkty kyjovského stratovulkánu sú pri severozápadnom okraji uložené sčasti na mezozoiku (humenské mezozoikum), na vnútrokarpatskom paleogéne a taktiež na sedimentoch bádenu a karpátu, vystupujúcich južne od obce Oreské.

Pri juhozápadnom, západnom a severozápadnom okraji, v bezprostrednom podloží hornín kyjovského vulkánu, sú nesúvisle zachované reliktý extruzívneho vulkanizmu Vinianskeho komplexu (stredný sarmat). V smere na juh je pokračovanie vulkanickej stavby Kyjov prekryté sedimentmi neogénnej panvy. Pri severnom okraji vystupuje denudovaný relikt pyroklastického vulkánu Kamienka a komplex spodnej stavby stratovulkánu Morské oko, zastúpeného litofaciálnymi členmi formácie Hámre.

Pri východnom okraji sú produkty stratovulkánu Kyjov v zložitom styku s produktmi stratovulkáni Sokolský potok. Pritom vystupujú tak v ich nadloží (v doline Suchého potoka), ako aj sú týmito produktmi prekryté (chrbát s kótou 381,4 m pri jv. okraji vulkánu). Uvedené skutočnosti poukazujú na blízke časové vzťahy vo vývoji oboch stratovulkánov, prípadne ich synchronný vývoj.

V rámci stavby stratovulkánu vyčleňujeme: centrálnu, prechodnú (proximálnu) a periférnu (distálnu) vulkanickú zónu.

Centrálna zóna zahŕňa oblasť s výstupom intruzívno-extruzívnych telies v závere dolín na juhozápadnom a južnom svahu stratovulkánu Kyjov (pod kótou 821,0 m) a reliktý pyroklastického kužeľa, ktorého materiál je identifikovaný v oblasti severných a severozápadných svahov vrcholu Kyjova (kóta 521,0 m) a v sedle medzi kótou Čierna hora (742,5 m). Predpokladaný pyroklastický kužeľ je prekrytý komplexom lávových prúdov a rozrušený výstupom extruzívnych telies. Na jeho existenciu poukazujú odkryvy redeponovaných pyroklastík na

báze vulkanického komplexu v oblasti dolín severne od kóty Marečková (401,3 m). Do komplexu centrálnej zóny náležia lávové prúdy prekrývajúce pyroklastický kužeľ. Charakteristickými znakmi sú ich relatívne menšia hrúbka, výraznejšia brekciácia a vezikulácia a periklinálne úklony (8–15°). Pri okrajoch centrálnej zóny vystupujú dajkové telesá, a to najmä na chrbte Tomášov vrch (k. 468,2 m). Horniny v oblasti výstupu intruzívnych telies sú postihnuté hydrotermálnymi premenami (prevláda chloritizácia).

Prechodná vulkanická zóna (proximálna zóna) zahŕňa prevažnú časť vulkanickej stavby. Dominantnou zložkou sú lávové prúdy. Všetky horniny môžeme v podstate klasifikovať ako pyroxenické andezity. Na základe petrografických rozborov a detailného pozorovania zmien štruktúr základnej hmoty v rámci stratovulkánu Kyjov definujeme dve vývojové štádiá (tie sa však aj navzájom prelínajú, a preto sú niekedy ťažko rozlíšiteľné):

Pre prvé vývojové štádium sú charakteristické pomerne monotónne *strednoporfyrické, ojedinele aj drobnoporfyrické pyroxenické andezity s mikrolitickou alebo mikropoikilitickou základnou hmotou*. Vďaka erózii vystupujú v centrálnej časti stratovulkánu. V jeho okrajových častiach sú prítomné len na báze vulkanitov stratovulkánu. Horniny sú porfyrické, s výrastlicami zonálneho plagioklasu (An_{65–80}, veľkosť 0,2–2 mm, obsah 25–35 %), hyperstenu (veľkosť 0,2–2 mm, obsah 8–14 %) a augitu (veľkosť 0,2–2 mm, obsah 6–14 %). Výrastlice sú uložené v základnej hmote mikrolitickej, mikropoikilitickej, ojedinele aj hyalopilitickej štruktúry, zloženej zo živcov, kremeňa, pyroxénu, magnetitu a variabilného množstva skla. Bázické jadrá plagioklasov sú často resorbované. Hypersteny majú často vyvinuté tenké pigeonitové lemy. Prípadné prejavy hematitizácie tmavých minerálov a základnej hmoty sa obmedzujú na oxidované pórovité variety andezitu z lávových brekcií. Z hľadiska veľkosti a zastúpenia výrastlíc sú rozlíšené tri skupiny andezitov, a to drobnoporfyrické, strednoporfyrické a hruboporfyrické.

Pre druhé vývojové štádium sú charakteristické *drobno- až hruboporfyrické pyroxenické andezity s pilotaxitickou (a ojedinele až pilotaxiticko-trachytickou) štruktúrou základnej hmoty*. Výraznejšia prítomnosť ihličkovitého plagioklasu je odrazom vyššej bazicity základnej hmoty, ako aj vyššej bazicity samotného plagioklasu. Výraznejšia variabilita zrnitosti, ako aj zastúpenia výrastlíc je odrazom iničiálneho štádia diferenciačných procesov.

Horniny druhého štádia budujú najmä okrajové a vyššie časti stratovulkánu, s výnimkou jeho centrálnej časti, kde erózia obnažila produkty prvého vývojového štádia. Horniny sú porfyrické, s výrastlicami zonálneho bázického plagioklasu (An_{72–84}), hyperstenu a augitu v základnej hmote hyalopilitickej, pilotaxitickej alebo pilotaxiticko-mikropoikilitickej štruktúry, zloženej z plagioklasu, pyroxénu, magnetitu, draselného živca a kremeňa. Plagioklasy majú bázické jadro s nevýraznou oscilačnou zonálnosťou, len s veľmi tenkým kyslejším

lemom, zodpovedajúcim kryštalizácii lištičiek plagioklasu v základnej hmote. Pyroxény často vytvárajú aj glomeroporfyrické zhluky. Ojedinele sú prítomné drobnozrné agregáty pyroxénu, magnetitu a plagioklasu, indikujúce pre-existujúci amfibol. Základná hmota často vykazuje prvky fluidality s usmernením lištičiek plagioklasu. Z hľadiska zrnitosti a zastúpenia výrastlíc rozlišujeme tri skupiny andezitov s *pilotaxitickou až mikropoikilitickou* základnou hmotou a jednu skupinu s *pilotaxiticko-trachytickou štruktúrou základnej hmoty*.

V oblasti *prechodnej vulkanickej zóny* lávové prúdy nadobúdajú výraznejšiu hrúbku (priemerne 25–60 m) a sú uložené pod miernejšími úklonmi (5–8°). V typickom priereze lávového prúdu je na báze pásмо brekciácie a vezikulácie v šírke do 0,5–1 m, strednú časť prúdu predstavuje masívny andezit s blokovou odlučnosťou (pri báze doskovitá odlučnosť paralelná s bázou) a vo vrchnej časti je opäť pásмо napenenia a brekciácie.

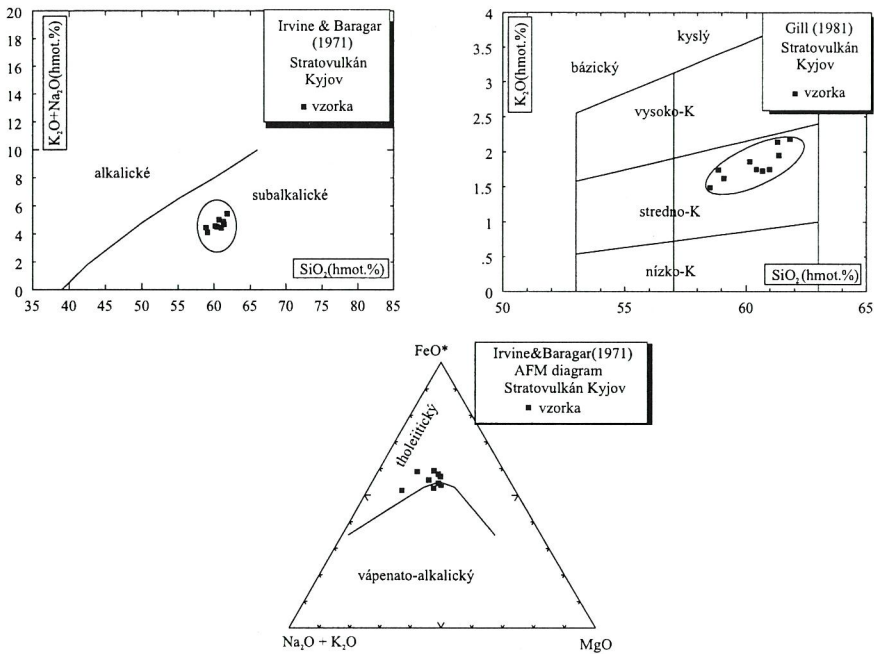
Vulkanoklastické horniny, v rámci prechodnej zóny zastúpené redeponovanými pyroklastikami a epiklastickými brekciáciami, vystupujú najmä v spodných až bazálnych úrovniach vulkanického komplexu.

Periférnu vulkanickú zónu v západnej časti stratovulkánu reprezentuje prevaha litofácií epiklastických hornín (drobné až hrubé konglomeráty, epiklastické brekcie) a súvrstvia redeponovaných pyroklastík (oblasť svahov doliny Trnavského potoka). Litofácie epiklastických hornín majú najčastejšie charakter gravitačných prúdov (najmä úlomkových prúdov), pričom ich sedimenty sú charakteristické podpornou štruktúrou matrixu, ale aj klastov. Zrnitostne sú polymodálne aj bimodálne, normálne aj reverzne gradované.

Sporadicky sú prítomné relikty lávových prúdov s charakteristickým plochým uložením bázy.

Pôvodný rozsah faciálnych komplexov periférnej zóny v smere na SZ, S a JZ bol odstránený v priebehu postvulkanickej denudácie. Pravdepodobné pokračovanie periférnej zóny v smere na juh a juhovýchod je prekryté mladšími sedimentmi východoslovenskej panvy.

Podľa rádiometrického veku z jednotlivých litofácií vulkanizmus pulzoval v období vrchný sarmat – spodný panón v rozpätí 11,0–10,2 mil. rokov (tab. 1). Na základe geochemických údajov jednotlivé horninové typy stratovulkánu Kyjov začleňujeme do klasifikačných diagramov (obr. 18), pričom ich reprezentujú najmä andezity subalkalickej povahy. Všetky andezity patria k strednodraselnému typu. V AFM diagrame zodpovedajú vápenato-alkalickému trendu, pričom vzorky so zvýšeným obsahom Fe presahujú do poľa tholeiitov. Vybrané geochemické údaje stratovulkánu Kyjov sú uvedené v tab. 4.



Obr. 18: Taxonomické rozdelenie hornín stratovulkánu Kyjov (B. Žec, 1996)

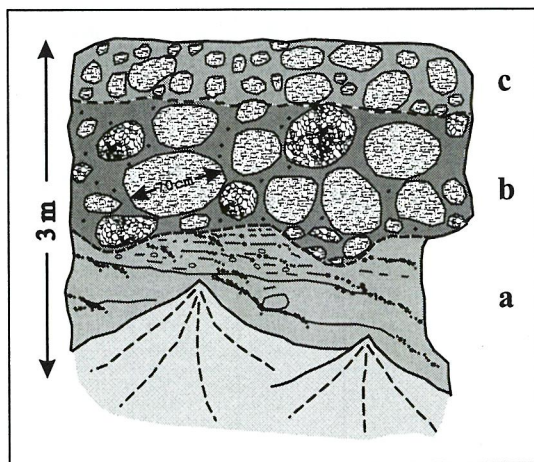
133 epiklastické vulkanické pieskovce s polohami drobných až stredných epiklastických vulkanických konglomerátov

Sú rozšírené prevažne v podloží fácie hrubých až blokových konglomerátov (spodné úrovne svahov a doliny Trnavského potoka). Epiklastické pieskovce sú výrazne zvrstvené, stredno- až hrubozrnné. Časté vložky až polohy tvoria epiklastické konglomeráty (prevažne vo frakcii 5–15 cm, menej do 30 cm). V nepatrnom zastúpení vystupujú aj polohy drobných epiklastických brekcií. Lokálne pozorujeme prítomnosť vložiek jemnozrnných pieskovcov až siltovcov.

132 hrubé až blokové epiklastické vulkanické konglomeráty

Vystupujú vo vyšších úrovniach svahov doliny Trnavského potoka (obr. 19). V nadloží súvrstvia epiklastických pieskovcov s polohami drobných konglomerátov a drobných epiklastických brekcií je uložená poloha hrubých až blokových epiklastických konglomerátov (bloky priemernej veľkosti 40–60 cm tvoria cca

70–80 %, do 40 cm cca 20–30 %). Na báze polohy sú časté erozívne zárezy. Stupeň opracovania je vysoký, triedenie je výrazné. Matrix je hrubozrnný, piesčitý. Fácia hrubých až blokových konglomerátov je rozšírená v stredných až vyšších úrovniach faciálneho komplexu periférnej zóny.



Obr. 19: Schematický profil epiklastikami v severozápadnej časti stratovulkánu Kyjov, pod k. 382 (V. Konečný, 1996)

a - epiklastické pieskovce s drobným klastickým materiálom, b - hrubé až blokové konglomeráty, c - triedené epiklastické brekcie - konglomeráty

131 epiklastické vulkanické brekcie až konglomeráty

Predstavujú zmiešanú faciú rozšírenú v oblasti periférnej zóny v nadloží facie hrubých až blokových epiklastických konglomerátov (oblasť plochého vrcholu, západne od doliny Trnavského potoka).

Klastický materiál variabilnej veľkosti (priemerne 25–40 cm, sporadicky do 1–1,5 m) je výrazne opracovaný (prevažne balvany väčších rozmerov). Drobnjší materiál je málo opracovaný až neopracovaný, triedenie je nízke, prípadne chýba. Lokálne sú prítomné sedimentárne textúry (chaotické uloženie, netriedenosť) poukazujúce na masový transport.

130 epiklastické vulkanické brekcie (hrubé až drobné)

Je to rozšírená faciá pri sz. a z. okrajoch prechodnej zóny, prestupujúca do periférnej zóny (svahy západne pod Pirnagovým vrchom, svahy pod Čiernou

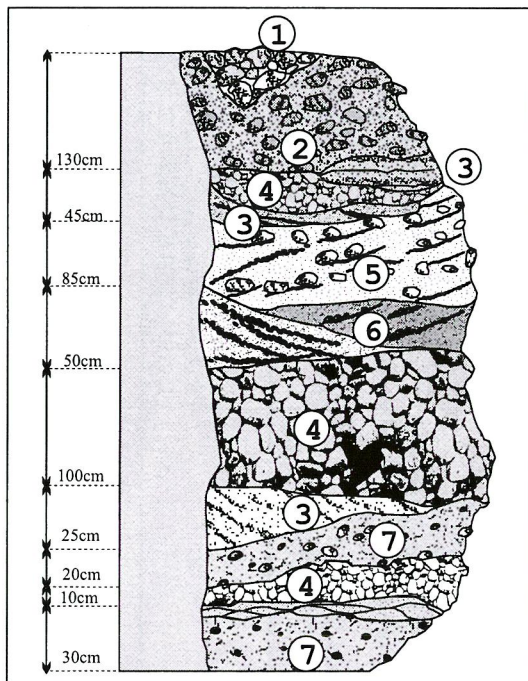
Tab. 4 Vybrané geochemické údaje – stratovulkán Kyjov (B. Žec, 1996)

Vulkán Vzorka Typ horniny Charakter	Kyjov VG-63 andezit láv. prúd	Kyjov VG-54 andezit láv. prúd	Kyjov VG-55 andezit láv. prúd	Kyjov VG-56 andezit láv. prúd	Kyjov VG-57 andezit láv. prúd	Kyjov VG-62 andezit láv. prúd	Kyjov KV-1359 andezit láv. prúd
Por. číslo	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	59,10	58,88	60,44	58,54	61,30	61,35	60,13
TiO ₂	0,66	0,92	0,60	0,90	0,85	0,58	0,731
Al ₂ O ₃	16,04	15,97	15,12	16,45	15,42	15,42	17,02
Fe ₂ O ₃	7,18	7,52	6,59	7,54	6,73	6,40	6,69
FeO	4,39	4,98	4,54	4,65	4,39	3,71	4,78
MgO	4,06	4,10	4,52	3,5	3,42	3,83	3,97
MnO	–	–	–	–	–	–	0,108
CaO	7,97	7,59	7,43	7,73	6,48	6,73	6,76
Na ₂ O	2,50	2,72	2,76	2,89	2,74	2,74	1,49
K ₂ O	1,62	1,74	1,75	1,49	2,14	1,95	1,67
P ₂ O ₅	0,08	0,14	0,08	0,14	0,12	0,07	0,10
H ₂ O ⁺	0,49	0,21	0,41	0,40	0,39	0,36	–
H ₂ O ⁻	0,75	0,44	0,59	0,77	0,74	0,79	0,80
str. žih.	–	–	–	–	–	–	1,26
Total	100,45	100,23	100,29	100,35	100,33	100,22	99,93
Cr	122	82	201	56	15	169	65
Ni	26	20	38	19	33	46	16
Sc	20,4	21,3	22,2	20,4	20,7	20,8	22
V	74	114	105	93	95	94	60
Cu	18	19	19	13	13	24	14
Zn	21	17	19	24	22	22	68
Rb	35	52	51	43	71	58	77
Ba	277	299	328	311	342	337	346
Sr	281	227	212	277	203	202	368
Nb	13	13	13	15	17	14	11
Zr	97	136	108	128	132	114	114
Th	2	<1	<1	<1	3	2	6,3
La	16	18	15	19	18	22	17
Ce	27	33	30	33	34	34	22
Pr	–	–	–	–	–	–	5
Nd	16	21	17	20	19	22	19
Sm	3	4	3	4	3	4	3,1
Eu	0,7	0,9	0,7	1,0	0,8	0,8	0,9
Gd	3,0	3,7	3,2	3,6	3,1	3,6	3,3
Tb	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<0,5
Dy	3,6	3,8	3,5	4,2	3,4	4,1	4,4
Er	–	–	–	–	–	–	2,9
Yb	2,0	2,3	2,0	2,2	2,0	2,2	1,8
Lu	0,2	0,4	0,2	0,2	0,3	0,2	0,43

Vulkán Vzorka Typ horniny Charakter	Kyjov KV-1356 andezit láv. prúd	Kyjov VG-88 andezit láv. prúd	Kyjov VG-89 andezit láv. prúd	Kyjov VŽB-1180 andezit láv.prúd	Kyjov VŽB-1182 andezit láv.prúd	Kyjov KV-1448 andezit láv.prúd	Kyjov KV-1362 andezit láv.prúd
Por. číslo	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	59,63	60,15	61,80	60,73	61,57	60,02	57,50
TiO ₂	0,759	0,64	0,56	0,867	0,678	0,619	0,718
Al ₂ O ₃	18,42	17,68	18,32	17,56	16,18	16,03	17,69
Fe ₂ O ₃	6,66	6,39	5,24	7,24	6,45	6,78	7,43
FeO	4,20	3,96	2,96	4,88	4,70	4,88	4,49
MgO	2,69	3,15	1,69	2,68	4,23	4,94	4,30
MnO	0,110	-	-	0,132	0,115	0,131	0,128
CaO	7,25	6,29	5,98	6,21	6,52	7,15	8,26
Na ₂ O	1,56	2,71	3,27	1,96	1,47	1,54	1,48
K ₂ O	1,32	1,86	2,18	1,60	1,65	1,54	1,22
P ₂ O ₅	0,08	0,08	0,11	0,15	0,07	0,07	0,07
H ₂ O ⁺	-	0,25	0,27	-	-	-	-
H ₂ O ⁻	0,76	0,70	0,92	0,72	0,85	0,76	0,80
str. žih.	1,38	-	-	0,72	1,07	1,03	1,11
Total	99,86	99,90	100,34	99,85	100,00	99,85	99,91
Cr	35	29	32	-	-	-	-
Ni	15	<5	10	-	-	-	-
Sc	26	19,2	13,6	-	-	-	-
V	100	73	47	-	-	-	-
Cu	15	9	14	-	-	-	-
Zn	61	18	19	-	-	-	-
Rb	60	55	72	-	-	-	-
Ba	319	301	364	-	-	-	-
Sr	278	209	222	-	-	-	-
Nb	7	12	14	-	-	-	-
Zr	86	108	159	-	-	-	-
Th	6,3	2	3	-	-	-	-
La	15	16	23	-	-	-	-
Ce	22	28	40	-	-	-	-
Pr	5	-	-	-	-	-	-
Nd	19	16	22	-	-	-	-
Sm	2,9	3	4	-	-	-	-
Eu	0,9	0,6	1,0	-	-	-	-
Gd	3,4	3,0	3,8	-	-	-	-
Tb	0,5	<1	<1	-	-	-	-
Dy	4,2	3,4	4,3	-	-	-	-
Er	2,7	-	-	-	-	-	-
Yb	1,7	2,0	2,5	-	-	-	-
Lu	0,41	0,2	0,3	-	-	-	-

horou – k. 611,9 m a v severnej časti svahy pod kótou 518,3 m). Klastický materiál variabilných rozmerov (5–25 cm až bloky do 0,5 m) sa vyznačuje prevažne nízkym stupňom opracovania, je subangulárny až angulárny. Triedenie je vcelku nízke, prípadne chýba. Matrix je hrubozrný, piesčitý a prítomný vo variabilnej proporcii.

Lokálne pozorujeme textúry poukazujúce na masový transport (lahary, úlomkové prúdy, fluviálne uloženy a pod.; obr. 20).



Obr. 20 Schematický profil epiklastikami v oblasti Maximka, severozápadná časť stratovulkánu Kyjov (B. Žec, 1996)

1 - epiklastický konglomerát, 2 - epiklastická breccia, 3 - epiklastický pieskovec, 4 - epiklastická breccia (s podporou klastov), 5 - epiklastická breccia (s podporou matrix), 6 - epiklastický pieskovec s vložkami pemzy, 7 - epiklastický pieskovec s klastami andezitov

129 redeponované pemzové tufy

Sporadicky sú evidované na juhovýchodných svahoch stratovulkánu (chrbát Tomášov vrch k. 468,2 m). Hlavný obsah tvoria úlomky svetlej pemzy do veľkosti 1–3 cm, uložené v tufovom matrixe. V nepatrnom množstve je prítomný drobný pyroklastický materiál, tvorený lapilami a úlomkami drobného až strednoporfyrických pyroxenických andezitov sivej farby. Pemzové tufy sú zvrstvené.

128 redeponované pyroklastiká (nečlenené)

Zahŕňajú pyroklastické produkty variabilných rozmerov s výraznými znakmi transportu. Je to rozšírená fácia v oblasti prechodnej zóny a prestupujú do oblasti periférnej zóny. Redeponované pyroklastiká vystupujú najmä v západnej časti stratovulkanickej stavby v jej bazálnych úrovniach (zárezy dolín a svahy s. a j. pod Marečkovou, k. 401,3 m, južné svahy pod k. 506,0–418,4 m s. od obce Vinné). Bloky redeponovaných pyroklastík ojedinele vystupujú aj v predchádzajúcich litofáciách.

Fácia sa vyznačuje prevahou drobného klastického materiálu (priemerná veľkosť 5–25 cm) prevažne pyroklastického pôvodu (subsférické fragmenty s oxidovaným poréznym povrchom) s výraznými znakmi triedenia a zvrstvenia. Matrix je tufový, tufovo-piesčitý, spravidla je dominantnou zložkou fácie. S narastajúcou vzdialenosťou od centrálnej zóny sa znižujú rozmery klastického materiálu pri zväčšovaní podielu jemnozrnnejších frakcií a tufovo-piesčitého matrixu. Narastá aj stupeň triedenia a výraznejšie zvrstvenie pyroklastík.

Redeponované pyroklastiká s tufovo-pemzovým matrixom a s drobnými troskovými subsférickými úlomkami vystupujú aj na východných okrajoch vulkánu v zárezoch horskej lesnej cesty chrbta Skalka, k. 314,1 m.

127a autochtónne aglomeráty a pyroklastické brekcie

Vystupujú najmä v úlomkoch (ojedinele v odkryvoch) pod lávovými prúdmi medzi kótami Kyjov a Čierna hora, pričom predstavujú relikty primárneho kužeľa. Brekcie sú tvorené blokmi so sférickým až subsférickým obmedzením. Matrix je tufový, ojedinele až popolovitý, hnedočervenej farby. Triedenie nie je možné pozorovať. Úlomky blokov sú lokálne prepečené.

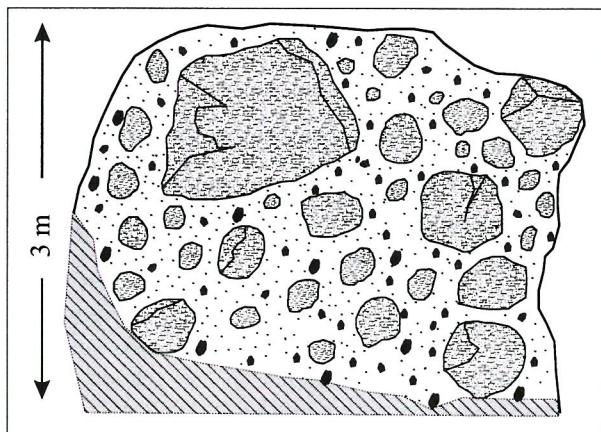
127b chaotické pyroklastické brekcie

Vystupujú sporadicky pri okraji prechodnej zóny v jej bazálnej úrovni (zárez doliny potoka Motyčka – východne od obce Porúbka), (obr. 21).

Brekciu tvorí hrubouľomkovitý materiál (priemerná veľkosť 20–40 cm až bloky vyše 2 m) so subsférickým až subangulárnym obmedzením, často s drsným a napeneným povrchom. Sporadicky sú prítomné aj bloky so sklovitejším povrchom a radiálnou odlučnosťou. Drobnejšie subsférické úlomky sú voči matrixu neostro ohraničené, naproti tomu ohraničenie angulárných úlomkov je ostré. Matrix tvorí cca 40–50 %, je tufový, ojedinele červenkastý. Uloženie je chaotické, lokálne s náznakmi zvrstvenia.

Vzhľadom na odkrytosť v teréne brekcie uvedeného typu považujeme buď za produkt primárnej depozície (autochtónne brekcie vulkánskeho typu), prípadne za výsledok gravitačného masového transportu (pyroklastický prúd ?).

K uvedenej skupine náležia podľa pozície aj pyroklastiká zistené v úlomkoch na sz. až s. svahoch vrcholu Kyjov.



Obr. 21: Chaotická brekcia pyroklastického pôvodu (V. Konečný, 1996)

126 drobnoporfyrický až strednoporfyrický pyroxenický andezit s nešpecifikovanou základnou hmotou

Lávové prúdy s nešpecifikovanou štruktúrou základnej hmoty sa vyskytujú najmä v severovýchodnej časti stratovulkánu, kde reprezentujú prevažne strednoporfyrické pyroxenické andezity tmavosivej farby blokového rozpadu. Sú charakteristické pilotaxitickou až mikrolitickou štruktúrou základnej hmoty. Porfyrické výrastlice tvoria plagioklas, augit a hypersten. Kvantitatívnym zložením sa podobajú strednoporfyrickým andezitom s pilotaxitickou štruktúrou základnej hmoty.

125 strednoporfyrický pyroxenický (hyperstenicko-augitický) andezit s mikrolitickou štruktúrou základnej hmoty

Lávové prúdy tohto typu sa vyskytujú veľmi ojedinele a vystupujú najmä v juhovýchodnom cípe stratovulkánu Kyjov v oblasti k. 381,4 m. Najčastejšie majú blokovitú odlučnosť, ojedinele s prechodom do doskovitej. Prevládajúca veľkosť výrastlíc je 0,5–2 mm (ojedinele až do 3 mm), s prítomnosťou glome-

roporfyrických zhlukov pyroxénov (až do 3,5 mm). Zloženie výrastlíc predstavuje 25–30 % plagioklasu, 8–12 % hyperstenu, 12–15 % augitu.

Horninové typy prvého vývojového štádia (123, 124, 125) prevládajú najmä v litofaciálnych členoch redeponovaných pyroklastik a vyskytujú sa aj pri epiklastikách.

124 drobnoporfyrický pyroxenický (augiticko-hyperstenický) andezit s mikrolitickou až mikropoikilitickou štruktúrou základnej hmoty

Lávové prúdy uvedeného petrografického typu sú prítomné v spodných úrovniach stavby, a to v južnej až juhovýchodnej časti (v oblasti doliny Skalčanského potoka, Tomášovského potoka, Suchého potoka) a v severnej časti stratovulkánu (na severovýchodnom svahu v okolí k. 611,9 m).

Andezit je sivej až sivočiernej farby, celistvý, často laminovaný. Prevažne má blokovitú odlučnosť, ojedinele prechádzajúcu do doskovitej odlučnosti. Hornina má porfyrickú štruktúru, pričom sú charakteristické výrastlice s veľkosťou do 1 mm (prevažne okolo 0,2–0,5 mm). Kvantitatívne zastúpenie je 30–35 % plagioklasu, 10–14 % hyperstenu, 6–8 % augitu.

123 strednoporfyrický pyroxenický (augiticko-hyperstenický) andezit s mikrolitickou až mikropoikilitickou štruktúrou základnej hmoty

Andezity tohto typu sú identifikované najmä v bazálnych úrovniach v severnej a severozápadnej časti stratovulkánu (nižšie svahy pod Dielom), v centrálnej oblasti (vrchol k. 821 m) Kyjova a na jv. svahu (Kovaľov hrunok), vo východnej časti stratovulkánu (medzi kótami Babej a Lopuš'ana). Niekedy je veľmi podobný drobnoporfyrickému typu.

Pre lávové prúdy je typický blokový rozpad. V periférnej zóne prechádza blokovitá odlučnosť do doskovitej. Samotná hornina má sivú až sivočiernu farbu a porfyrickú štruktúru. Andezity sú charakteristické výrastlicami veľkosti do 2 mm (prevažne 0,2–0,5 mm) so zastúpením 30–35 % plagioklasu, 10–14 % hyperstenu a 6–8 % augitu.

122 hruboporfyrický pyroxenický (augiticko-hyperstenický) andezit s pilotaxitickou štruktúrou základnej hmoty

Vystupujú na juhozápadnom svahu Kyjova, v oblasti chrbtov Kovaľov hrunok – Marečková, k. 401,3 m. Ojedinele sa vyskytujú aj s pilotaxiticko-mikrolitickou základnou hmotou. Sú charakteristické výrastlicami plagioklasu

veľkosti až 3 mm (obsah 30 %) a podstatne menšími pyroxénmi do 1–1,5 mm (obsah 8–12 % hyperstenu a 6–8 % augitu). Časť hruboporfyrických andezitov vykazuje leukokratné tendencie, pričom zastúpenie plagioklasu je 20–25 %, hyperstenu 3–5 %, augitu 1–2 %.

Rádiometrický vek (tab. 1) z andezitu (kóta Marečková, 401,3 m) je $11,0 \pm 0,4$ mil. rokov (PECSKAY et al., 1997).

121 strednoporfyrický pyroxenický (augiticko-hyperstenický) andezit s pilotaxitickou štruktúrou základnej hmoty

Strednoporfyrické (ojedinele až drobnoporfyrické) andezity s pilotaxiticko-mikrolitickou základnou hmotou vystupujú v stredných až vyšších úrovniach vulkanickej stavby, spravidla v úzkej priestorovej asociácii na sz., s., z., a jv. svahoch stratovulkánu. Lávévé prúdy tohto typu tvorí sivý až tmavosivý andezit blokovitej odlučnosti.

Andezit tvoria výrastlice plagioklasu (veľkosť do 2 mm, obsah 25–35 %) a pyroxénu (veľkosť až do 2,5 mm, 6–12 % hyperstenu a 7–14 % augitu).

120 drobnoporfyrický pyroxenický (augiticko-hyperstenický) andezit s pilotaxitickou štruktúrou základnej hmoty

Lávévé prúdy drobnoporfyrického pyroxenického andezitu vystupujú v severnej až severozápadnej časti stratovulkánu, najmä v oblasti kóty Skalka. Nachádzajú sa aj na juhozápadnej strane stratovulkánu v oblasti kóty Dlhá. Tvorí ich prevažne sivý, blokovito rozpadavý andezit.

Andezit má porfyrickú štruktúru s pilotaxitickou štruktúrou základnej hmoty. Hornina je charakteristická veľkosťou porfyrických výrastlíc v priemere do 1 mm a zastúpením výrastlíc 30–35 % plagioklasu, 8–12 % hyperstenu a 6–10 % augitu.

Rádiometrický vek (tab. 1) z andezitu tohto typu lávévého prúdu je $10,6–11,0 \pm 0,4$ mil. rokov (PECSKAY et al., 1997).

119 stredno- až hruboporfyrický pyroxenický (augiticko-hyperstenický) andezit s pilotaxitickou až trachytickou štruktúrou základnej hmoty

Andezity tohto typu sú rozšírené v širšej oblasti Čierna – Miškov kút (sz. časť vulkánu v oblasti Čierna hora, k. 742,5 m a v sz. časti chrbta k. 656,4 m (sz. od Lopusťian).

Lávévé prúdy charakterizuje andezit s veľkosťou výrastlíc do 2 mm, ojedinele plagioklas do 3 mm, so zastúpením 20–25 % plagioklasu, 4–8 % hyperstenu, 3–6 % augitu. Vykazujú príbuznosť s predchádzajúcou skupinou so zníženým

obsahom výrastlíc. Líšia sa však vyšším obsahom drobných líšt plagioklasu v základnej hmote. Obsah SiO_2 mierne klesá pod 57 %, pri niektorých andezitoch tohto typu indikuje prechod k bazaltickým andezitom.

118 propylitizované hruboporfyrické pyroxenické andezity

Propylitizované hruboporfyrické pyroxenické andezity až andezitové porfýry vystupujú v oblasti centrálnej vulkanickej zóny, kde sú odkryté najmä v závere dolín na jz. a j. svahu pod vrcholom Kyjov (k. 821,0 m). Andezitové telesá, pravdepodobne intruzívneho typu?, sú intenzívne chloritizované, lokálne argilitizované a silicifikované. Tmavé výrastlice sú limonitizované. Hydrotermálnymi premenami sú sčasti postihnuté aj okolité horninové komplexy.

117 dajky pyroxenického andezitu

Andezitové dajky pyroxenických andezitov vystupujú v oblasti nazývanej Miškov kút. Tvorí ich strednoporfyrický pyroxenický andezit tmavosivej farby. Dajky tvoria morfológicky výrazné, v jednom smere (SZ–JV) pretiahnuté andezitové telesá s dĺžkou niekoľko desiatok metrov. Prienik dajok možno časovo zaradiť k mladším produktom vulkanickej aktivity stratovulkánu.

Andezit má porfyrickú štruktúru s pilotaxitickou až mikropoikilitickou štruktúrou základnej hmoty, pričom porfyrické výrastlice tvoria plagioklas a pyroxény (najmä hypersten).

116 dajky augiticko-hyperstenického andezitu

Andezitové dajky, obnažené denudačným zrezom pri okraji centrálnej zóny, vystupujú na chrbte (medzi k. 448,3 m a k. 468,2 m) Tomášov hrb.

Dajky tvoria strednoporfyrický augiticko-hyperstenický andezit s mikrolitickou základnou hmotou a zodpovedajú „staršej“ skupine andezitov. Tmavé minerály južnej dajky sú celkom opacitizované hematitom. Tvorja morfológicky výrazné andezitové telesá pretiahnuté v jednom smere (SV–JZ).

STRATOVULKÁN SOKOLSKÝ POTOK

Formácia Sokolský potok

Stratovulkán Sokolský potok je ďalší člen vulkanického reťazca pokračujúceho na východ. Zo západnej strany je obmedzený litofaciálnymi členmi polyge-

netického vulkánu Kyjov a z východu Vihorlatu. Stratovulkán bol pomenovaný podľa potoka pretekajúceho jeho centrálnou zónou.

Prvé zmienky o erupčnom centre v závere Sokolského potoka, ale bez vyčlenenia samostatného stratovulkánu, podal BACSÓ (1979). KALIČIAK et al. (1984, 1995) definovali stratovulkán Sokolský potok. Na základe paleovulkanologickej rekonštrukcie a využitia litofaciálnej analýzy charakterizovali priestorové rozšírenie a základné členenie vulkanickej štruktúry. ŽEC et al. (1996) detailným geologickým mapovaním v mierke 1 : 25 000 definovali základné litofaciálne členy, ich priestorové rozšírenie a vzájomné vzťahy, ako aj vývojové štádiá stratovulkánu (formácie) Sokolský potok.

Maximálnu nadmorskú výšku dosahujú vrcholy obkolesujúce záver doliny Sokolského potoka – Rozdielna (k. 784,4 m, k. 772,3 m), Štok (k. 708,4 m) a ďalšie vrcholy – M. Peňažník (k. 738,3 m) a Bykov grúň (k. 711,5 m). Vulkanickú stavbu členia početné doliny, pričom v severnej časti sú to doliny potokov Brestov, Meše a Klinov potok. Uvedené doliny sú generálne odvodňované do potoka Kamenica, ktorého dolina je orientovaná v priečnom smere V–Z. V južnej časti sú doliny pod južným svahom Rakovského kameňa, dolina Sokolského potoka a Jovsanského potoka.

V severnej časti sú produkty vulkánu Sokolský potok uložené v nadloží komplexu Vinné (severný okraj pohoria), v nadloží spodnej formácie Hámre stratovulkánu Morského oka a pyroklastického vulkánu Kamienka (zárez doliny potoka Kamenica). Charakter styku s vulkanickými produktmi stratovulkánu Vihorlat pri východnom okraji poukazuje na relatívne mladšiu pozíciu produktov Vihorlatu v počiatočnom období, resp. až na synchronnosť vývoja oboch vulkánov s tendenciou pretrvávania aktivity Vihorlatu do mladších období.

V smere na juh je pokračovanie vulkanickej stavby Sokolského potoka prekryté sedimentmi neogénnej panvy.

V oblasti *centrálnej vulkanickej zóny*, situovanej do priestoru južne od k. 784,4 Rozdielna a do záveru doliny Sokolského potoka, vystupujú relikt pyroklastického kužeľa (medzi k. 784,4 a k. 665,6 Ostrý vrch) a roj andezitových dajok s radiálnou orientáciou. Horninový komplex v závere doliny Sokolského potoka a na svahu pod k. 615,4 je postihnutý hydrotermálnymi premenami (propylitizácia a argilitizácia).

Lávové prúdy v blízkosti pyroklastického kužeľa sú periklinálne uložené s úklonmi bázy 15–25°.

Prechodnú vulkanickú zónu dominantne budujú lávové prúdy s úklonmi 5–10° v smere od centrálnej zóny. Pri severnom okraji vulkánu sú lávové prúdy mladšej etapy uložené na plochom reliéfe, resp. v plytkej depresii orientovanej v smere na sever. V južnej časti vulkanickej stavby lávové prúdy s pomerne strmými úklonmi 15–20° pokračujú do priestoru neogénnej panvy, kde sú prekryté mladšími neogénnymi sedimentmi. Lávové prúdy tvoria ploché dosko-

vité až jazykovité telesá. V blízkosti centrálnej zóny na svahoch primárneho kužeľa sú lávové prúdy relatívne málo hrubé a často výrazne zbrekčovatené. Uloženie je periklinálne (s úklonmi 15–25°). S narastajúcou vzdialenosťou od centrálnej zóny sú lávové prúdy hrubšie, pri úpätí primárneho svahu dosahujú hrúbku priemerne 25–30 m, ojedinele 50–60 m. V bazálnej a vrchnej časti sú často zbrekčovatené.

Podobne ako v prípade stratovulkánu Kyjov z hľadiska petrografického zloženia (prevládajúcich štruktúr základnej hmoty) rozlišujeme pyroxenické andezity s mikrolitickou alebo mikroliticko-mikropoikilitickou štruktúrou základnej hmoty, pyroxenické andezity s pilotaxitickou alebo pilotaxiticko-mikropoikilitickou štruktúrou základnej hmoty a zriedkavo vystupujú pyroxenické andezity (až bazaltické andezity?) s pilotaxiticko-trachytickou štruktúrou základnej hmoty.

Pyroxenické andezity s mikrolitickou alebo mikroliticko-mikropoikilitickou štruktúrou základnej hmoty vystupujú najmä v centrálnej zóne stratovulkánu, v menšej miere aj v rámci jeho plášt'a. Vzhľadom na ich pozíciu v stavbe stratovulkánu môžeme predpokladať, že predstavujú najmä staršiu etapu jeho vývoja („prvé štádium“), objavujú sa však aj v strednej pozícii (a ojedinele aj vrchnej) spolu s andezitmi s pilotaxitickou alebo pilotaxiticko-mikropoikilitickou štruktúrou základnej hmoty. Horniny sú porfyrické, s výrastlicami zonálneho plagioklasu (An_{66-80} , veľkosť 0,2–2,5 mm, obsah 20–35 %), hyperstenu (veľkosť 0,2 až 2,5 mm, obsah 8–12 %) a augitu (veľkosť 0,2–2,5 mm, obsah 4–15 %) v základnej hmote jemnomikrolitickej, mikropoikilitickej, ojedinele aj hyalopilitickej štruktúry, zloženej zo živcov, kremeňa, pyroxénu, magnetitu a variabilného množstva skla. Pri hyalopilitickej a jemnomikrolitickej základnej hmote často pozorujeme prejavy opacitizácie. Bázické jadrá plagioklasov sú často resorbované. Pyroxény mnohokrát vytvárajú glomeroporfyrické zhluky. Prípadné prejavy hematitizácie základnej hmoty sa obmedzujú na oxidované pórovité variety andezitu z lávových brekcií. Z hľadiska zrnitosti a zastúpenia výrastlíc rozlišujeme tri skupiny andezitov:

Pyroxenické andezity s pilotaxitickou a pilotaxiticko-mikropoikilitickou štruktúrou základnej hmoty budujú najmä plášť stratovulkánu, a preto predstavujú prevažne mladšiu etapu jeho vývoja (tzv. „druhé štádium“). Horniny sú porfyrické, s výrastlicami zonálneho bázického plagioklasu (An_{72-86}), hyperstenu a augitu v základnej hmote hyalopilitickej, pilotaxitickej alebo pilotaxiticko-mikropoikilitickej štruktúry, zloženej z plagioklasu, pyroxénu, magnetitu, draselného živca a kremeňa. Plagioklasy majú bázické jadro s nevýraznou oscilačnou zonálnosťou, len s veľmi tenkým kyslejším lemom, zodpovedajúcim kryštalizácii lištičiek plagioklasu v základnej hmote. Ojedinelé jadrá nadobúdajú charakter tzv. sitových štruktúr. Pyroxény často vytvárajú aj glomeroporfyrické zhluky veľkosti 2–4 mm. Sporadicky sú prítomné drobnozrnité agregáty pyroxénu, magnetitu a plagioklasu,

indikujúce preexistujúci amfibol. Základná hmota vykazuje istú variabilitu v zastúpení lištičiek plagioklasu a ich veľkosti, často vykazuje aj prvky fluidality s usmernením lištičiek plagioklasu. Z hľadiska zrnitosti a zastúpenia vyrastlic rozlišujeme dve skupiny andezitov s pilotaxitickou až pilotaxiticko-mikropoikilitickou štruktúrou základnej hmoty:

Periférna vulkanická zóna v typickom vývoji, ako je to v prípade vulkánu Kyjov, nie je zachovaná. Náznať vývoja periférnej zóny je možné pozorovať len pri severnom okraji vulkánu, kde je efuzívny komplex uložený v nadloží pemzových tufov a epiklastík, ktoré indikujú prítomnosť plochého reliéfu s fluvialno-limnickou sedimentáciou pri úpätí vulkanického svahu.

Na základe rádiometrických údajov (tab. 1) získaných zo vzoriek reprezentujúcich vybrané litofácie stratovulkánu vulkanizmus pulzoval najmä v spodnom panóne (AV-93, AV-101, AV-103). Podľa vzájomných vzťahov s litofáciami stratovulkánu Kyjov jeho vulkanická aktivita pulzovala od vrchného sarmatu až do spodného panónu.

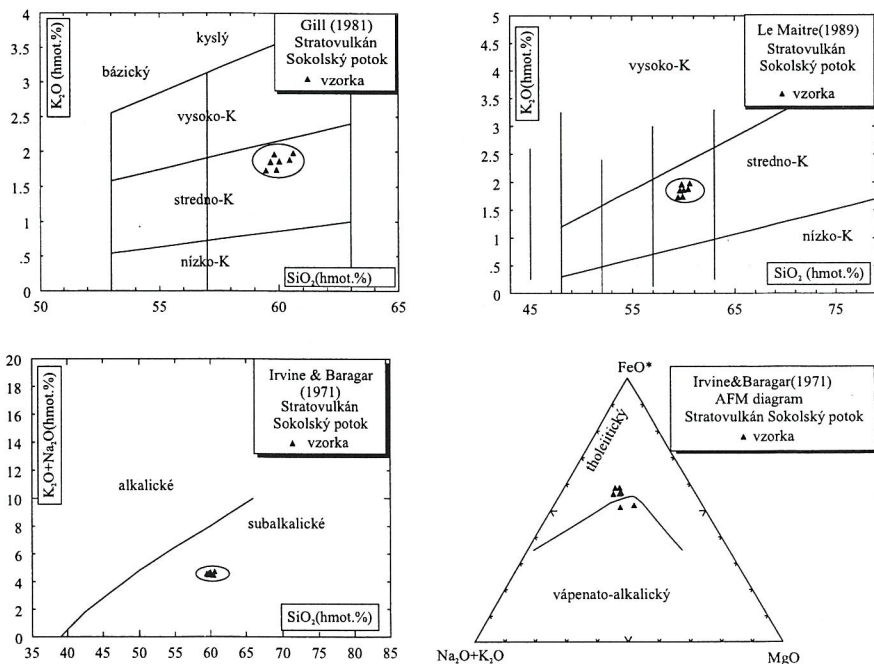
Chemické zloženie andezitov (tab. 5) sa v klasifikačných diagramoch (obr. 22) neprejavuje veľkým rozptylom. Andezity reprezentujú strednodraselné typy subalkalickej povahy. V AFM diagrame andezity stratovulkánu Sokolský potok zodpovedajú Ca-alkalickému trendu s prechodom do tholeiitového poľa. Je to spôsobené vyšším obsahom Fe.

115 epiklastické vulkanické brekcie

Tvoria nesúvislé polohy v spodných až bazálnych úrovniach vulkanickej stavby (svah pod k. 451,5 m nad dolinou potoka Kamenica, na z. svahu pod k. 635,0 m). Epiklastické brekcie sú tvorené fragmentmi andezitu priemernej veľkosti 5–25 cm, pôvodne až 0,5 m, so subangulárnym až angulárnym obmedzením. Matrix je tufovo-piesčitý, hrubozrnný, s vyšším obsahom drobného klastického materiálu (pod 5 cm). Lokálne pozorujeme triedenie a zvrstvenie poukazujúce na transport splachom a depozíciu vo fluvialnom prostredí v lokálnych depresiách pri úpätí vulkanického svahu (na okraje vulkánu).

114 redeponované pemzové tufy

Vulkanoklastické pemzové tufy vystupujú v severnej časti vulkanickej stavby v sporadických odkryvoch na báze komplexu nad dolinou Kamenica (svahy pod Kamennou), v oblasti pod Bestiedkami na z. svahu pod k. 635,0 m a pri severnom okraji pohoria v podloží efuzívneho komplexu (oblasť Polovná – Nálepkov prameň).



Obr. 22: Taxonomické rozdelenie hornín stratovulkánu Sokolský potok (B. Žec, 1996)

Hlavný obsah tvoria úlomky pemzy priemernej veľkosti 1–3 cm (cca 80–90°), rozmiestnené v tufovom až tufovo-piesčitom matrixe. Polohy bohaté na pemzu sa striedajú s polohami, kde prevláda tufová až tufovo-piesčitá zložka. Vo variabilnom obsahu je prítomný drobný pyroklastický materiál (úlomky s napenenou stavbou).

113 redeponované pyroklastiká (nečlenené)

Sú zistené južne od centrálnej zóny na svahu chrbta s k. 406,5 m (chrbat jv. pod Ostrým vrchom k. 665,6 m). Materiál pyroklastického typu tvoria subsférické fragmenty, napenené až troskovité, s rozmermi 2–8 cm, sporadicky do 20–30 cm. Matrix je tufový, hnedej farby, s úlomkami pemzy a drobného klastického materiálu (1–2 cm). V odkryvoch je naznačené hrubé triedenie a zvrstvenie.

112 autochtónne aglomeráty a pyroklastické brekcie

V odkryvoch na chrbte južne od k. 784,4 m, Rozdielna, predstavujú relikty primárneho kužeľa autochtónne pyroklastiká. Brekcie sú tvorené fragmentmi

Tab. 5 Vybrané geochemické údaje – stratovulkán Sokolský potok (B. Žec, 1996)

Stratovulkán Vzorka Typ hor. Charakter	Sokolský potok KV-1398 andezit láv. prúd	Sokolský potok KK-1569 andezit láv. prúd	Sokolský potok KK-1566 andezit dajka	Sokolský potok VG-21 andezit láv. prúd	Sokolský potok VG-28 andezit láv. prúd
Por. číslo	1	2	3	4	5
SiO ₂	61,23	58,52	59,43	60,45	59,47
TiO ₂	0,691	0,618	0,628	0,65	0,56
Al ₂ O ₃	16,49	15,61	16,29	15,89	15,43
Fe ₂ O ₃	6,27	7,10	6,95	6,90	6,61
FeO	3,88	4,60	4,74	5,08	4,78
MgO	3,92	6,09	5,08	3,50	5,36
MnO	0,103	0,133	0,120	–	–
CaO	7,09	8,15	8,10	7,17	7,49
Na ₂ O	1,38	1,44	1,41	2,59	2,82
K ₂ O	1,64	1,35	1,34	1,88	1,73
P ₂ O ₅	0,07	0,07	0,07	0,08	0,07
H ₂ O ⁺	–	–	–	0,22	0,32
H ₂ O ⁻	0,77	1,12	0,83	0,78	0,43
str. žih.	1,07	0,85	0,58	–	–
Total	100,04	99,93	100,00	100,11	100,29
Cr	55	22é	120	89	41
Ni	11	40	28	17	67G102
Sc	24	29	28	22,1	22,3
V	80	125	110	92	116
Cu	17	25	21	17	34
Zn	69	60	57	23	24
Rb	69	60	61	53	53
Ba	373	296	326	297	275
Sr	308	291	320	196	202
Nb	8	8	8	10	13
Zr	99	82	87	112	102
Th	6,5	5,7	6,0	3	2
La	15	11	13	17	16
Ce	22	18	20	31	26
Pr	5	3	4	–	–
Nd	19	17	16	17	14
Sm	3,0	2,3	2,7	3	3
Eu	0,9	0,8	0,8	0,6	0,6
Gd	3,3	2,9	2,6	4,2	3,6
Tb	<0,5	0,5	0,5	<1	<1
Dy	3,9	3,4	3,6	3,4	3,2
Er	2,9	2,7	2,5	–	–
Yb	1,7	1,7	1,7	1,9	1,8
Lu	0,40	0,44	0,43	0,5	0,4

Stratovulkán Vzorka Typ hor. Charakter	Sokolský potok VG-58 andezit láv. prúd	Sokolský potok VG-59 andezit láv. prúd	Sokolský potok VG-60 andezit láv. prúd	Sokolský potok VG-61 andezit láv. prúd	Sokolský potok VG-95 andezit láv. prúd
Por. číslo	6	7	8	9	10
SiO ₂	60,02	59,91	59,66	60,60	59,82
TiO ₂	0,93	0,63	0,68	0,67	0,61
Al ₂ O ₃	16,05	16,24	16,49	16,53	16,95
Fe ₂ O ₃	7,15	6,76	6,81	6,51	6,07
FeO	4,62	4,65	4,27	4,19	3,36
MgO	3,18	3,71	3,55	3,09	3,80
MnO	–	–	–	–	–
CaO	7,19	6,76	7,32	6,40	6,89
Na ₂ O	2,80	2,74	2,63	2,73	2,64
K ₂ O	1,86	1,74	1,45	1,98	1,96
P ₂ O ₅	0,14	0,08	0,08	0,08	0,08
H ₂ O ⁺	0,37	0,61	0,41	0,59	0,22
H ₂ O ⁻	0,79	0,91	1,14	0,86	0,76
str. žih.	–	–	–	–	–
Total	100,48	100,09	100,62	99,80	100,32
Cr	48	53	47	57	81
Ni	12	<5	21	19	20
Sc	20,4	21,7	20,4	20,6	20,9
V	79	74	68	71	91
Cu	37	13	15	18	13
Zn	26	21	38	17	16
Rb	61	58	56	63	57
Ba	310	308	288	331	322
Sr	233	228	253	219	238
Nb	16	13	15	11	12
Zr	140	97	104	112	113
Th	3	2	3	3	3
La	21	15	18	20	18
Ce	37	28	34	36	28
Pr	–	–	–	–	–
Nd	22	15	19	20	17
Sm	4	3	3	3	3
Eu	1,1	0,6	0,7	0,8	0,7
Gd	4,0	2,9	3,2	3,2	3,1
Tb	<1	<1	2	<1	<1
Dy	4,6	3,3	3,6	3,7	3,3
Er	–	–	–	–	–
Yb	2,4	1,9	1,9	1,9	2,0
Lu	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2

Zastúpené sú strednoporfyrickým pyroxenickým andezitom, sporadickejšie drobnoporfyrickým pyroxenickým andezitom s pilotaxiticko-mikrolitickou štruktúrou základnej hmoty.

110 strednoporfyrický augiticko-hyperstenický andezit s mikrolitickou štruktúrou základnej hmoty

Lávové prúdy strednoporfyrických andezitov vystupujú v relatívne vyššej pozícii vzhľadom na predchádzajúci typ (záver doliny Sokolského potoka a severné svahy stratovulkánu, oblasť k. 594,4 m, Brestov a Čaplove mláky, na južnej strane v oblasti k. Dielik).

Andezit lávových prúdov má nepravidelne blokovitý rozpad, miestami má náznaky hrubolavicovitej odlučnosti. Je celistvý, sporadicky však vystupujú aj pórovité variety. Štruktúra horniny je porfyrická, s prevládajúcim zastúpením výrastlíc veľkosti 0,5–2 mm (ojedinele až 3 mm) a prítomnosťou glomeroporfyrických zhlukov pyroxénov do veľkosti 3 mm. Zastúpenie porfyrických výrastlíc predstavuje 22–28 % plagioklasu, 8–10 % hyperstenu a 12–15 % augitu.

Rádiometrický vek (tab. 1) zo vzorky andezitu lávového prúdu vystupujúceho v južnej časti stratovulkánu Sokolský potok, a to v oblasti kóty Dielik, zaraďuje túto efuzívnu aktivitu ($10,9 \pm 0,4$ mil. rokov) do obdobia vrchného sarmatu až spodného panónu (PECSKAY et al., 1997).

109 drobnoporfyrický augiticko-hyperstenický andezit s mikrolitickou štruktúrou základnej hmoty

Andezity lávových prúdov uvedeného typu vystupujú v oblasti centrálnej zóny stratovulkánu, a to v spodných úrovniach svahu, ako aj v závere doliny Sokolského potoka. Podobne v severnej časti pri okrajoch vulkanického svahu sú uložené bezprostredne v nadloží vulkanoklastík na báze vulkanického komplexu Sokolského potoka (severné svahy pod Kamennou, k. 541,5 m). V juhozápadnej časti stratovulkánu vystupujú v oblasti k. Stredný vrch, a to medzi Sokolským a Jovsanským potokom.

Je pre ne typická veľkosť výrastlíc do 1 mm, ojedinele až do 2 mm, ale prevažne okolo 0,2 až 0,5 mm – výrastlice zastupuje 30–35 % plagioklasu, 8–10 % hyperstenu a 4–8 % augitu.

Rádiometrickým datovaním (tab. 1) je doložený spodnopanónsky vek ($10,2 \pm 0,4$ mil. rokov) efuzívnej aktivity stratovulkánu (najmä v jeho juhovýchodnej časti).

108 strednoporfyrický augiticko-hyperstenický andezit s pilotaxitickou až pilotaxiticko-mikrolitickou štruktúrou základnej hmoty

Vystupujú v úzkej priestorovej asociácii s predchádzajúcim typom a budujú vyššie časti efuzívneho plášťa (k. 649,3 m, Malý Peňažník, k. 738,3 m, Stredný vrch, k. 595,3 m a k. 519,5 m). Lávové prúdy v smere na sever prekračujú hranice staršieho komplexu a sú rozšírené v oblasti prolúviálnej roviny (s. od doliny Kamenica, oblasť k. 635,0 m).

Lávové prúdy tohto typu sú charakteristické veľkosťou výrastlíc plagioklasov do 2 mm a pyroxénov až do 2,5 mm. Zastúpenie výrastlíc predstavuje 25–35 % plagioklasu, 6–12 % hyperstenu a 7–14 % augitu.

107 drobnoporfyrický augiticko-hyperstenický andezit s pilotaxitickou až pilotaxiticko-mikrolitickou štruktúrou základnej hmoty

Lávové prúdy tohto typu sú rozšírené vo vyšších úrovniach vulkanickej stavby v blízkosti centrálnej zóny (svah v. pod k. 708,4 m, Štok), v oblasti plášťa (Čierny grúň), v oblasti úpätia vulkanického svahu a na svahoch severne od doliny potoka Kamenica. Prúdové fronty týchto lávových prúdov obsahujú masívnu kompaktnú horninu s blokovitou odlučnosťou prechádzajúcou do doskovitej odlučnosti.

Samotná hornina má sivú až tmavosivú farbu a všesmerne zrnitú textúru. Charakteristickým znakom je veľkosť výrastlíc do 1 mm, pričom výrastlice zastupuje 30–35 % plagioklasu, 8–12 % hyperstenu a 6–10 % augitu.

106 augiticko-hyperstenický andezit (až bazaltický andezit?) s pilotaxiticko-trachytickou štruktúrou základnej hmoty

Vystupujú v najvyššej pozícii na východnom svahu stratovulkánu len ako relikt jedného či dvoch lávových prúdov. Hornina má porfyrickú štruktúru s veľkosťou výrastlíc do 2 mm, ojedinele plagioklasu až do 2,5 mm – zastúpenie výrastlíc reprezentuje len okolo 15 % plagioklasu, 4–6 % hyperstenu a 3–4 % augitu. Pilotaxiticko-trachytickou štruktúrou základnej hmoty vykazuje príbuznosť s touto skupinou aj takmer afanitický andezit sv. od Kamienky, len s ojedinelými výrastlicami plagioklasu a pyroxénov veľkosti do 1–1,5 mm.

105 propylitizovaný komplex andezitov a andezitových porfýrov

V závere Sokolského potoka erózia obnažila premenené horniny vulkanického centra. Vystupujú tu pyroxenické andezity s mikrolitickou základnou hmotou, postihnuté chloritizáciou hyperstenov (Fe chlorit) a slabou argilitizáciou

základnej hmoty. Okrem toho ojedinele pozorujeme úlomky sekundárnych kvarcitov a intenzívnejšie premenené brekcie heterogénneho zloženia (tufisitové brekcie ?), ktoré obsahujú úlomky premenených andezitov, ale aj úlomky premenených dioritových porfýrov. Premena sa prejavuje slabou silicifikáciou a intenzívnou chloritizáciou (pleochroické hnedé Fe chlority).

104 dajky augiticko-hyperstenického andezitu

V centrálnej vulkanickej zóne stratovulkánu vystupujú dajky, najčastejšie sv.-jz. smeru. Tvorí ich strednoporfyrický augiticko-hyperstenický andezit. Na povrchu tvoria výrazné a v jednom smere pretiahnuté formy priemernej dĺžky 50–150 m. Hornina má prevažne veľkoblokový rozpad. Porfyrickú štruktúru tvoria výrastlice plagioklasu (An_{50-65}) a pyroxénu (augit a hypersten). Štruktúra základnej hmoty je mikropoikilitická.

103 dajky pyroxenického andezitu

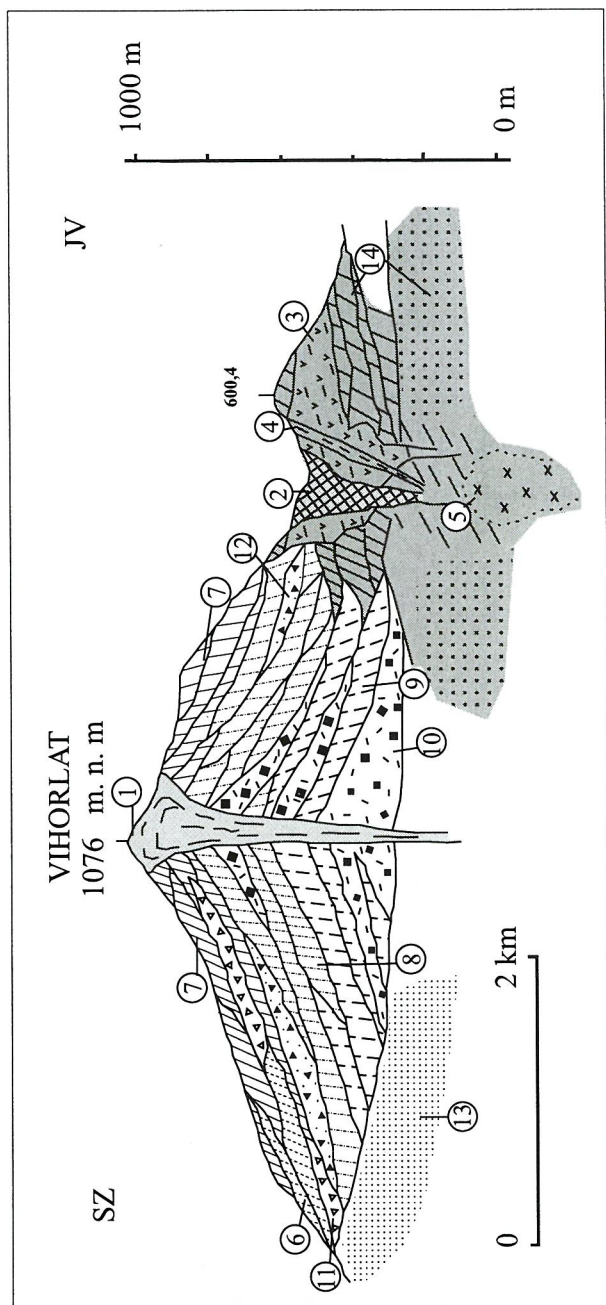
Dajky pyroxenického andezitu (50–100 m) vystupujú aj v centrálnej zóne stratovulkánu. Reprezentujú ich rovnako výrazné pretiahnuté formy v jednom smere (SV–JZ), zložené z drobného až strednoporfyrického pyroxenického andezitu. Porfyrické výrastlice priemernej veľkosti 1–2 mm tvoria plagioklas (An_{60-70}), hypersten a augit. Štruktúra základnej hmoty je mikropoikilitická.

STRATOVULKÁN VIHORLAT

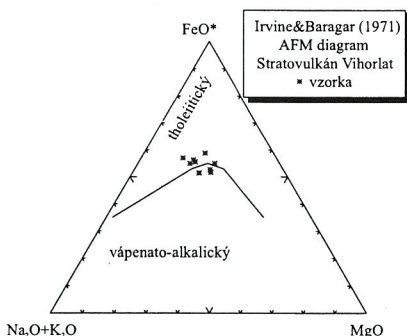
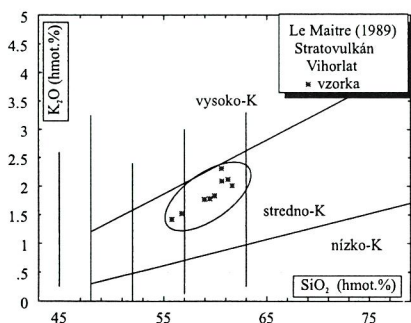
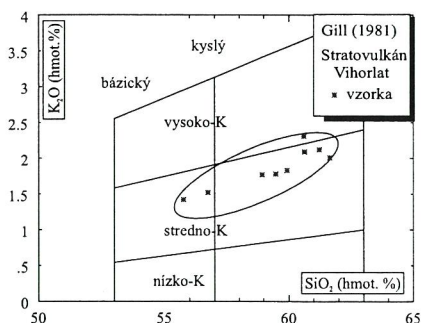
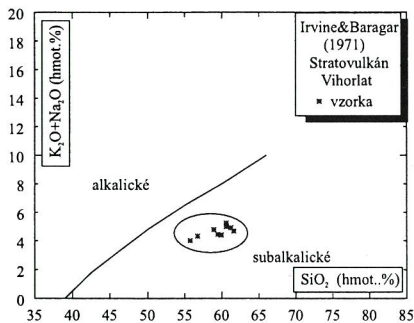
Formácia Vihorlat

Stratovulkán Vihorlat je situovaný východne od stratovulkánu Sokolský potok. Pomenovanie dostal podľa kóty Vihorlat (1 075,4 m). Mohutný vulkanický aparát s vulkanickým centrom na kóte Vihorlat charakterizoval už BACSÓ (1979). Nedefinoval a nevyčlenil však jeho jednotlivé litofaciálne členy. Na základe litofaciálnej analýzy stratovulkán definovali KALIČIAK et al. (1984). S využitím detailného geologického mapovania v mierke 1 : 25 000, ako aj uplatnením litofaciálnej analýzy stratovulkán (a zároveň formáciu) redefinovali ŽEC et al. (1996).

Najvyššiu nadmorskú úroveň dosahuje vrchol Vihorlat (k. 1 075,4 m). Je obkolesený vrcholmi Malá Trestia (k. 965,4 m) a Ľadovisko (k. 893,8 m), ktoré vybiehajú do pretiahnutých chrbtov. Zo západnej až severozápadnej strany sa reliéf prudko zvažuje až po dolinu potoka Kamenica. Z juhozápadnej strany je



Obr. 23 Stavba vulkanického kužela a jv. sektora prechodnej vulkanickej zóny stratovulkánu Vihorlat (M. Kaličiak – B. Žec, 1996)
 1 – centrálna protrúzia augiticko-hyperstenického andezitu, 2 – silicifikácia a sekundárne kvarcity, 3 – propylitizované andezity a andezitové porfýry, 4 – dajka pyroxenického andezitu, 5 – predpokladaná intrúzia dioritového porfýru, 6 – lávové príúdy drobnoporfyrického augiticko-hyperstenického andezitu, 7 – lávové príúdy strednoporfyrického augiticko-hyperstenického andezitu, 8 – lávové príúdy drobnoporfyrického pyroxenického andezitu, 9 – lávové príúdy strednoporfyrického pyroxenického andezitu, 10 – autochtónne pyroklastiká (brekcie, aglomeráty), 11 – epiklastické brekcie, 12 – redeponované pyroklastiká, 13 – vulkanické produkty stratovulkánu Sokolský potok, 14 – vulkanické produkty (pyroklastiká a lávové príúdy) stratovulkánu Morské oko



Obr.24 Taxonomické rozdelenie hornín stratovulkánu Vihorlat (B. Žec, 1996)

vnútorná časť vulkanickej štruktúry sčasti odkrytá hlbokým zárezom doliny Jovsianskeho potoka. Južný strmý svah pod vrcholom Vihorlatu (k. 1 075,4 m) je pokrytý blokovými sutinami.

Stratovulkán je definovaný periklinálnym uložením lávových prúdov okolo centrálnej protrúzie (tholoidu ?; obr. 24; fototab. VII, obr. 1) v oblasti vrcholu Vihorlat (k. 1 075,4 m). Zárezom Jovsianskeho potoka je sčasti odkrytý relikt pyroklastického kužeľa preniknutý andezitovými dajkami, ktoré môžu predstavovať oblasť prívodových systémov.

Prechodnú vulkanickú zónu (stratovulkanický plášť) dominantne budujú lávové prúdy s periklinálnymi úklonmi 15–20°, s postupným zmiernovaním úklonov v smere k okrajom stratovulkánu. Lávové prúdy tvoria ploché až jazykovité telesá s periklinálnymi úklonmi vzhľadom na pozíciu centrálnej zóny (predpokladaný pyroklastický kužeľ). Periklinálne úklony varujú od 15–25° v blízkosti centrálnej zóny do 5–10° pri vonkajších okrajoch efuzívneho kužeľa.

Lávové prúdy tvoria pyroxenické andezity. Z hľadiska petrografického zloženia a prevládajúcich štruktúr základnej hmoty rozlišujeme sporadicky zastúpené pyroxenické andezity s mikrolitickou alebo mikroliticko-mikropoikilitickou štruktúrou základnej hmoty. Prevládajúce sú pyroxenické andezity s pilotaxitickou alebo pilotaxiticko-mikropoikilitickou štruktúrou základnej hmoty a podstatne zastúpené pyroxenické andezity (až bazaltické andezity ?) s pilotaxiticko-trachytickou až trachytickou štruktúrou základnej hmoty.

Pyroxenické andezity s mikrolitickou alebo mikroliticko-mikropoikilitickou štruktúrou základnej hmoty vystupujú sporadicky najmä vo východnej a severnej časti plášťa stratovulkánu. Vzhľadom na ich pozíciu v stavbe stratovulkánu predpokladáme, že predstavujú pravdepodobne relatívne staršiu etapu jeho vývoja (prvé „štádium“ vývoja). Vystupujú však aj spolu s andezitmi s pilotaxitickou alebo pilotaxiticko-mikropoikilitickou štruktúrou základnej hmoty. Horniny sú porfyrické, s výrastlicami zonálneho plagioklasu (An_{66-74} , veľkosť 0,4–2,0 mm, obsah 30–35 %), hyperstenu (veľkosť 0,2–2 mm, ojedinele až 4 mm, obsah 8–10 %) a augitu (veľkosť 0,2–2 mm, obsah 6–8 %). Pyroxény niekedy vytvárajú glomeroporfyrické zhluky veľkosti 2–4 mm.

Pyroxenické andezity s pilotaxitickou a pilotaxiticko-mikropoikilitickou štruktúrou základnej hmoty budujú väčšiu časť stratovulkánu s výnimkou jeho najmladších produktov. Predstavujú druhé „vývojové“ štádium stratovulkánu. Horniny sú porfyrické, s výrastlicami zonálneho bazického plagioklasu An_{66-75} (ojedinele však bazicita dosahuje hodnoty až okolo An_{85}), hyperstenu a augitu v základnej hmote hyalopilitickej, pilotaxitickej alebo pilotaxiticko-mikropoikilitickej štruktúry, zloženej z plagioklasu (drobné lištičky), pyroxénu, magnetitu, draselného živca a kremeňa. Plagioklasy majú bazické jadro s nevýraznou oscilačnou zonálnosťou a len s veľmi tenkým kyslejším lemom zodpovedajúcim kryštalizácii lištičiek plagioklasu v základnej hmote. Sítové textúry sú vyvinuté dosť hojne. Pyroxény často vytvárajú aj glomeroporfyrické zhluky. Tie sporadicky dosahujú veľkosť až 5 mm. Ojedinele sú prítomné drobnozrné agregáty pyroxénu, magnetitu a plagioklasu, indikujúce preexistujúci amfibol. Základná hmota často vykazuje prvky fluidality s usmernením lištičiek plagioklasu. Zastúpenie lištičiek plagioklasu a ich veľkosť je variabilná, variety s ich vyšším zastúpením predstavujú prechod k andezitom s pilotaxiticko-trachytickou štruktúrou základnej hmoty. Z hľadiska zrnitosti a zastúpenia výrastlíc rozlišujeme dve skupiny andezitov s pilotaxitickou až pilotaxiticko-mikropoikilitickou štruktúrou základnej hmoty a jednu skupinu s pilotaxiticko-trachytickou štruktúrou základnej hmoty.

Periférna vulkanická zóna sa nezachovala pravdepodobne v dôsledku výraznejšej exponovanosti vulkanickej štruktúry voči erózii (vyššia nadmorská úroveň).

Vulkanický komplex Vihorlatu je situovaný v nadloží produktov relatívne staršej štruktúry Morského oka. Vo vzťahu k stratovulkánu Sokolský potok sa

Tab. 6 Vybrané geochemické údaje – stratovulkánu Vihorlat (B. Žec, 1996)

Vulkán Vzorka Typ horniny Charakter	Vihorlat VG-22 andezit láv. prúd	Vihorlat VG-23 andezit láv. prúd	Vihorlat VG-30 andezit láv. prúd	Vihorlat VG-90 andezit láv. prúd	Vihorlat VG-92 andezit láv. prúd
Por. číslo	1	2	3	4	5
SiO ₂	56,74	61,64	59,93	55,76	59,48
TiO ₂	0,99	0,74	0,55	0,66	0,56
Al ₂ O ₃	17,88	16,56	15,75	16,71	15,37
Fe ₂ O ₃	7,46	6,38	6,51	8,01	6,42
FeO	4,92	3,21	4,08	3,39	3,93
MgO	3,82	2,08	4,51	4,67	4,63
MnO	–	–	–	–	–
CaO	8,00	6,56	7,38	7,97	7,46
Na ₂ O	2,81	2,68	2,58	2,60	2,68
K ₂ O	1,52	2,01	1,83	1,42	1,78
P ₂ O ₅	0,16	0,12	0,08	0,08	0,08
H ₂ O ⁺	0,30	0,50	0,27	0,40	0,32
H ₂ O ⁻	0,30	1,05	0,90	1,75	1,72
str. žih.	–	–	–	–	–
Total	99,98	100,31	100,29	100,03	100,50
Cr	49	22	195	61	164
Ni	19	7	22	25	33
Sc	19,0	12,4	20,0	23,5	20,7
V	131	38	107	120	109
Cu	15	11	17	19	16
Zn	17	38	18	54	35
Rb	33	59	44	34	59
Ba	291	314	338	364	315
Sr	282	406	279	311	251
Nb	12	13	13	10	13
Zr	130	145	118	76	111
Th	1	3	2	1	3
La	16	20	16	12	18
Ce	28	36	31	20	33
Pr	–	–	–	–	–
Nd	16	20	14	13	17
Sm	4	3	4	2	3
Eu	0,9	0,9	0,6	0,6	0,6
Gd	4,0	4,2	3,8	2,6	3,0
Tb	<1	<1	<1	<1	<1
Dy	3,2	3,6	3,1	2,9	3,4
Er	–	–	–	–	–
Yb	1,8	2,1	1,8	1,7	2,0
Lu	0,5	0,5	0,4	0,2	0,2

pokračovanie tab. 6

Vulkán Vzorka Typ horniny Charakter	Vihorlat VG-93 andezit láv.prúd	Vihorlat VG-94 andezit láv. prúd	Vihorlat VG-96 andezit láv. prúd	Vihorlat VG-97 andezit láv. prúd
Por. číslo	6	7	8	9
SiO ₂	61,22	58,94	60,63	60,60
TiO ₂	0,62	0,93	0,62	0,61
Al ₂ O ₃	15,83	17,42	16,09	16,95
Fe ₂ O ₃	6,48	7,26	6,05	6,25
FeO	4,44	3,50	3,93	3,81
MgO	3,29	3,02	3,84	3,02
MnO	–	–	–	–
CaO	5,92	6,53	6,91	6,01
Na ₂ O	2,81	3,02	2,92	2,93
K ₂ O	2,12	1,77	2,09	2,31
P ₂ O ₅	0,08	0,15	0,09	0,08
H ₂ O ⁺	0,57	0,27	0,37	0,44
H ₂ O ⁻	0,96	0,87	0,63	1,23
str. žih.	–	–	–	–
Total	99,90	100,18	100,23	100,43
Cr	56	50	93	62
Ni	10	20	28	31
Sc	18,1	17,9	17,1	17,1
V	79	120	84	77
Cu	12	10	16	16
Zn	48	41	23	29
Rb	69	47	63	72
Ba	365	387	335	379
Sr	250	258	303	252
Nb	13	15	13	14
Zr	125	145	119	135
Th	4	2	3	4
La	20	20	18	20
Ce	36	32	32	35
Pr	–	–	–	–
Nd	20	21	17	18
Sm	3	3	3	3
Eu	0,8	1,0	0,7	0,8
Gd	3,2	3,6	2,9	3,0
Tb	<1	<1	<1	<1
Dy	3,7	4,0	3,1	3,5
Er	–	–	–	–
Yb	1,3	2,3	1,8	2,1
Lu	0,2	0,2	0,2	0,2

produkty stratovulkánu Vihorlat javia ako synchronne, prípadne s náznakmi pretrvávajúceho do mladších období. Vulkanická štruktúra ako celok je uklonená na juh (v súhlase s celkovým úklonom pohoria).

Podľa rádiometrických údajov (12,0–9,7 mil. rokov; tab. 1) vulkanická aktivita pulzovala v období vrchného sarmatu až spodného panónu. Chemické zloženie andezitov (tab. 6; obr. 23) ukazuje rovnaké trendy ako v prípade predchádzajúcich stratovulkánov.

102 pemzové tufy

Pemzové tufy sú rozšírené na báze produktov Vihorlatského stratovulkánu veľmi obmedzene, a to najmä na svahoch doliny Jovsianskeho potoka (nad k. 456,4 m). Hlavný obsah tvoria drobné úlomky pemzy veľkosti 1–2 cm. Úlomky pemzy sú žltohnedej farby. Sporadicky je prítomný aj drobný andezitový materiál zastúpený lapilami a úlomkami andezitov „pyroklastického“ typu. Tufy sú slabo triedené.

101 redeponované pyroklastiká (nečlenené)

Vystupujú v nadloží pemzových tufov vo vyšších úrovniach svahu v závere doliny Jovsianskeho potoka (Červený klin pod k. 653,3 m). Hlavný obsah tvoria fragmenty až bloky andezitu do 30 cm a bomby so sférickým obmedzením. Matrix je lapilovo-pemzový. Naznačené je čiastočné triedenie. Petrografický materiál patrí k drobnoporfyrickému až afanitickému andezitu.

100 autochtónne aglomeráty a pyroklastické brekcie

Vystupujú v doline Jovsianskeho potoka a sú súčasťou stavby vulkanického kužľa. Ich charakteristickým znakom je striedanie hrubších facií brekcií s aglomerátmi, v ktorých sú vločky pemzových tufov. Chaotické brekcie tvoria fragmenty andezitov veľkosti do 0,3–0,5 m. Úlomkový andezitový materiál petrograficky zodpovedá asociujúcim pyroxenickým andezitom lávových prúdov.

Tieto facié pyroklastických brekcií a aglomerátov prerážajú mladšie dajky pyroxenických andezitov.

99 strednoporfyrický pyroxenický andezit s nešpecifikovanou štruktúrou základnej hmoty

Lávové prúdy s nešpecifikovanou štruktúrou základnej hmoty vystupujú v juhovýchodnej časti stratovulkánu Vihorlat, a to najmä v oblasti kóty Ladovisko (k. 893,8 m), ako aj v závere doliny Jovsianskeho potoka.

Andezit je väčšinou blokovito odlučný, s prechodom do doskovito-lavicovitej odlučnosti. Je sivý až tmavosivý, drobný až strednoporfyrický, celistvý. Má porfyrickú štruktúru s výrastlicami plagioklasu (An_{65-75} , veľkosť 1–2 mm, ojedinele aj 2,5 mm, obsah cca 25–35 %), hyperstenu (veľkosť 0,5–2,5 mm, obsah cca 5 až 10 %), augitu (veľkosť 0,5–3,0 mm, obsah cca 5 %). Štruktúra základnej hmoty je pilotaxitická a mikrolitická.

Spodnopanónsky (vrchný sarmat?) vek (tab. 1) je doložený rádiometricky na základe vzorky andezitu zo severnej časti stratovulkánu na $10,9 \pm 0,4$ mil. rokov (PECSKAY et al., 1997).

98 strednoporfyrický augiticko-hyperstenický andezit so zrnitou mikrolitickou až mikroliticko-mikropoikilitickou štruktúrou základnej hmoty

Vo východnej časti stratovulkánu tvoria nižšie úrovne svahov pod k. Malá Trestia lávové prúdy augiticko-hyperstenických andezitov, blokovito rozpadavých. Blokovitá odlučnosť prechádza do doskovitej odlučnosti.

Andezit je sivý až tmavosivý, celistvý, strednoporfyrický. Štruktúra základnej hmoty je dominantne zrnito-mikrolitická. Porfyrické výrastlice tvorí plagioklas (An_{70-75} , 0,5–2,5 mm, obsah cca 30 %) a pyroxén (augit a hypersten – ω 15 %, veľkosť 0,5–2,5 mm).

97 drobnoporfyrický pyroxenický andezit s jemnou mikrolitickou až mikroliticko-mikropoikilitickou, ojedinele aj hyalopilitickou štruktúrou základnej hmoty

Lávové prúdy tohto typu vystupujú najmä na východnej strane stratovulkánu, ako aj v bezprostrednom okolí Jovsianskeho potoka. Na východnej strane stratovulkánu budujú oblasť kóty Malá Trestia (965,4 m).

Andezit blokovitého rozpadu tvoria porfyrické výrastlice plagioklasu (An_{60-80} , veľkosť 0,2–1,5 mm, obsah 15–25 %), augitu (veľkosť 0,5–1,0 mm, obsah cca 5 %) a hyperstenu (veľkosť 0,5–0,8 mm, obsah cca 5 %). Štruktúra základnej hmoty je mikrolitická až mikroliticko-mikropoikilitická. Ojedinele pozorovať aj hyalopilitickú štruktúru základnej hmoty. Miestami sa prejavuje slabá opacitizácia.

96 strednoporfyrický augiticko-hyperstenický andezit s pilotaxitickou až mikropoikilitickou štruktúrou základnej hmoty

Lávové prúdy tvorené strednoporfyrickým augiticko-hyperstenickým andezitom vystupujú najmä v južnej časti stratovulkánu. Andezit je sivý, celistvý, blokovito odlučný, často prechádza do doskovitej odlučnosti.

Porfyrické výrastlice tvorí plagioklas (An_{60-70}) s veľkosťou výrastlíc do 2 mm a pyroxén až do 2,5 mm. Zastúpenie výrastlíc predstavuje 25–35 % plagioklasu, 6–12 % hyperstenu a 7–14 % augitu.

95 drobnoporfyrický augiticko-hyperstenický andezit s pilotaxitickou až mikropoikilitickou štruktúrou základnej hmoty

Lávové prúdy tohto typu vystupujú väčšinou v nadloží predchádzajúceho typu v južnej časti stratovulkánu. Andezit má nepravidelne blokovitý rozpad, často prechádzajúci do lavicovito-doštičkovitej odlučnosti.

Porfyrické výrastlice tvorí plagioklas a pyroxén, ktorý je zastúpený najmä hyperstenom a augitom. Prevládajúca veľkosť výrastlíc je do 1,0 až 1,3 mm. Výrastlice predstavuje 30–35 % plagioklasu, 8–12 % hyperstenu a 6–10 % augitu. Štruktúra základnej hmoty je pilotaxitická, tvorená drobnými lištičkami plagioklasu.

94 protrúzia (tholoid?) augiticko-hyperstenického andezitu (až bazaltického andezitu) s pilotaxitickou až trachytickou štruktúrou základnej hmoty

Vystupuje v najvyššej pozícii na kóte Vihorlat (fototab. VII, obr. 2), kde tvorí centrálnu protrúziu (tholoid?).

Andezit má porfyrickú štruktúru s veľkosťou výrastlíc 0,5–2 mm, ojedinele plagioklasu až do 3 mm. Ich zastúpenie predstavuje 25–35 % plagioklasu, 8–10 % hyperstenu a 5–10 % augitu. Základná hmota má trachytickú štruktúru – zložená je z lištičiek plagioklasu (0,05–0,1 mm), pyroxénu, zriedkavého magnetitu a premeneného skla.

Rádiometrický vek (tab. 1) z andezitu je $9,7 \pm 0,4$ mil. rokov (PECSKAY et al., 1997), čo indikuje vulkanickú aktivitu spodného panónu.

93 dajky augiticko-hyperstenického andezitu

Dajky andezitu vystupujú v závere doliny Jovsanského potoka, pričom prerážajú polohy autochtónnych pyroklastických brekcií a aglomerátov. Tvoria morfológicky výrazné formy pretiahnuté v jednom smere (SV–JZ, ale i SZ–JV s dĺžkou do 100–150 m.

Tvorí ich stredoporfyrický augiticko-hyperstenický andezit s variabilným vývojom základnej hmoty. Porfyrické výrastlice tvorí plagioklas, hypersten a augit.

92 dajky pyroxenického andezitu

V závere doliny Jovsanského potoka vystupujú dajky pyroxenického andezitu tvorené strednoporfyrickým andezitom.

Dajky tvoria morfológicky výrazné pretiahnuté andezitové telesá s dĺžkou 50–100 m, s výraznou blokovitou odlučnosťou. Dajky sú zložené z prevažne sivého až tmavosivého drobn- až strednoporfyrického pyroxenického andezitu. Porfyrické výrastlice tvorí plagioklas a prevažne hypersten, obmedzene aj augit.

STRATOVULKÁN MORSKÉ OKO

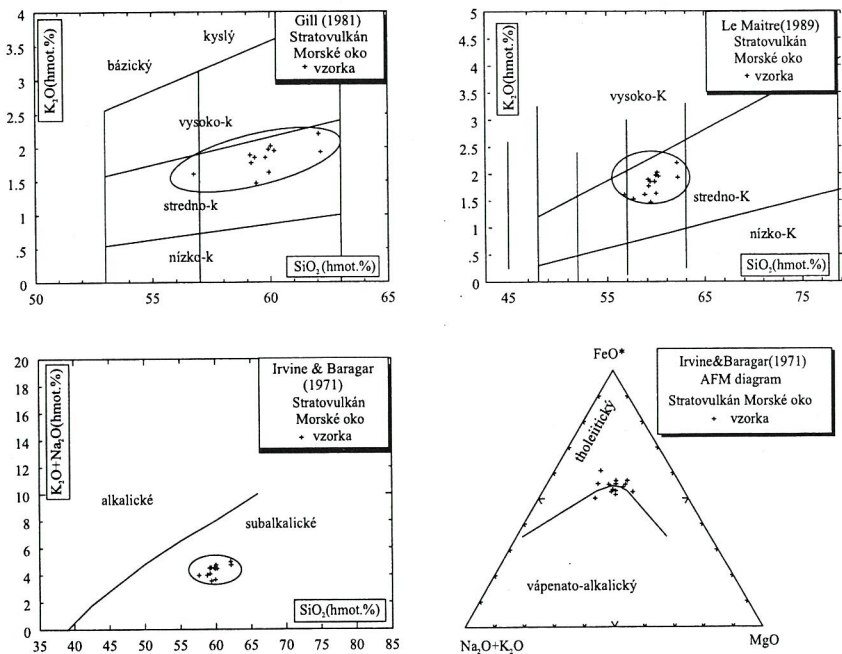
Stratovulkán vystupuje v sv. časti regiónu, sz. od stratovulkánu Diel. Je situovaný na križení zlomového systému sz.-jv. smeru, lokalizujúceho aj stratovulkány Diel a Popriečny, a zlomového systému sv.-jz. smeru, lokalizujúceho stratovulkány Vihorlat, Sokolský potok a Kyjov.

Pomenovanie dostal podľa jazera Morské oko vystupujúceho v centrálnej depresii stratovulkánu. BACSÓ (1979) vyčlenil vulkanicko-tektonickú depresiu Morské oko tretej intermediárnej formácie, ktorá vznikla na mieste pôvodných erupčných centier prvej intermediárnej formácie. KALIČIAK et al. (1984, 1995) na základe litofaciálnej analýzy vyčlenili a definovali stratovulkán Morské oko s komplexmi Hámre, Sninský kameň a komplexom centrálnej zóny. ŽEC et al. (1996) redefinovali stratovulkán Morské oko (definované nové priestorové rozšírenie a vzájomné vzťahy formácií), pričom okrem komplexu centrálnej zóny boli pôvodné komplexy predefinované na formácie, a to formáciu Hámre a Sninský kameň.

Na severe a východe sú horniny stratovulkánu Morské oko v styku (v nadloží) s horninami paleogénu, čo podmieňuje rozsiahlu zosuvnú aktivitu. Produkty stratovulkánu Morské oko sú na západnom okraji uložené aj na extruzívnych telesách komplexu Vinné.

V nadloží hornín stratovulkánu Morské oko sú uložené produkty stratovulkánov Sokolský potok a Vihorlat. Na jv. strane, zhruba pozdĺž potoka Barlahov, sa stratovulkán Morské oko stýka so stratovulkánom Diel. Ich vzájomné vzťahy vzhľadom na podobnosť hornín nie sú jednoznačné. Analýza sklonov lávových prúdov naznačuje aspoň sčasti prekrytie lávových prúdov vulkánu Diel lávovými prúdmi vulkánu Morské oko. V hlbšej úrovni predpokladáme aj prstovité prelínanie hornín oboch vulkánov. V oblasti Remetských Hámrov sa horniny stratovulkánu Morské oko ponárajú pod uloženiny kvartéru.

Stratovulkán Morské oko sa vyznačuje intenzívnym erozívnym zrezom. V oblasti centrálnej zóny celkom chýbajú horniny vulkanického kužľa a na jeho



Obr. 25 Taxonomické rozdelenie hornín stratovulkánu Morské oko (B. Žec, 1996)

mieste je eróziou sformovaná kotlovitá depresia obnažujúca intruzívny komplex postihnutý premenami. Depresia odvodňovaná na juh potokom Okna je prstencovito obklopená hrebeňom (s vrcholmi Roh, Fetkov, Nežabec, Sninský kameň, Motrogon, Veľká Trestia, Lysák), ktorý predstavuje relikty plášt'a stratovulkánu (proximálna zóna) s periférnymi úklonmi lávových prúdov. Najvyššiu nadmorskú úroveň dosahujú vrch Nežabec (k. 1 023 m), Motrogon (k. 1 017,9 m), Sninský kameň (k. 1 005 m) a vrcholy Ščob (k. 865,3 m), Ščobik (k. 780,3 m), Trislak (k. 772,5 m) v západnej časti vulkanickej stavby. Južne od Motroгона sú významnejšie vrchy Veľká Trestia (k. 950,9 m) a Múr (k. 832,5 m). Vulkanickú stavbu členia doliny. Najvýznamnejšia z nich v severozápadnej časti je dolina potoka Kamenica, orientovaná v smere V–Z. V južnej časti je to dolina Porubského potoka v smere S–J, ktorá sa v severnej časti rozvetvuje na dve zhruba paralelné doliny oddelené chrbtom Lomok (k. 590,4).

Z východnej a severnej strany je stratovulkán značne erózívne redukovaný – chýba distálna zóna a proximálna zóna je značne skrátená. Redukciu vulkánu v tomto smere podmieňuje aj relatívny výzdvih v priebehu vulkanickej aktivity.

Stratovulkán v dôsledku tohto výzdvihu bol už primárne asymetrický – väčšina produktov sa akumulovala v jeho rozsiahlejšej a subsidujúcej južnej časti. Tento fenomén zvyrazňuje aj eróziálny zrez pred uložením hornín formácie Sninský kameň.

Na základe vykonanej štruktúrno-vulkanologickej analýzy v stavbe stratovulkánu rozlišujeme:

1. Formáciu Hámre, ktorá predstavuje základ celej vulkanickej štruktúry – relikty prevažne efuzívneho stratovulkánu, drobno- až strednoporfyrických andezitov.

2. Formáciu Sninský kameň, ktorá predstavuje produkty efuzívnej aktivity, prevažne stredno- až hruboporfyrických andezitov. Diskordantne voči podložnej formácii Hámre indikuje variabilný erózný zrez pred uložením tejto formácie.

3. Komplex centrálnej vulkanickej zóny, ktorý predstavuje súbor ložných a diskordantných intravulkanických intrúzií vrátane reliktov vulkanických hornín spodnej štruktúrnej etáže, areálne postihnutý propylitizáciou. Ložné intrúzie sa prednostne umiestňovali medzi vulkanický komplex a predvulkanické podložie.

Na základe rádiometrického veku (tab. 1) pulzovala vulkanická aktivita od stredného až vrchného sarmatu do spodného panónu, t. j. 12,4–9,4 mil. rokov (PECSKAY et al., 1997). Na základe chemizmu reprezentujú stratovulkán Morské oko horniny, dominantne andezity strednodraselného typu, subalkalickej povahy. Podľa AFM diagramu (obr. 25) zodpovedajú andezity Ca-alkalickému typu.

Formácia Hámre

Formácia Hámre reprezentuje „spodnú štruktúrnu etáž“ vývoja stratovulkánu Morské oko. KALIČIAK et al. (1984) ho definovali ako komplex Rohu. Vzhľadom na celý rad nových údajov z detailného geologického mapovania, z ktorých vyplynulo, že kóta Roh už nie je v tomto komplexe, bolo potrebné tento komplex redefinovať. Vystupuje najmä v jeho južnej až juhozápadnej časti. Pomenovanie dostala podľa obce Zemplínske Hámre. Hrúbka formácie v severnej a východnej časti stratovulkánu je eróziou zredukovaná na 100–200 m. Najväčšiu hrúbku dosahuje formácia v južnej časti stratovulkánu, kde vďaka synvulkanickej subsidencii grabenu sz.-jv. smeru je jeho hrúbka až okolo 1 000 m, ako to doložil vrt RH-1 (SLÁVIK, 1969). V podstate jednotný litologicko-petrografický charakter produktov neposkytuje podľa nášho názoru dostatočné dôvody na jeho rozdelenie na dva celky, ako to urobili SLÁVIK (l. c.) a BACSÓ (1979) na základe vložiek redeponovaných tufov v intervale 267–314 m, ktoré sa sporadicky vyskytujú v tomto komplexe aj na iných miestach. V oblasti okolo obce Remetské Hámre je v značnej miere prekrytý kvartérnymi uloženinami. Na východnej, severnej až severozápadnej strane produkty jeho vulkanickej aktivity sa v dôsledku erózie nachádzajú obmedzene. Formácia je charakterizovaná

Tab. 7 Vybrané geochemické údaje – stratovulkán Morské oko (B. Žec, 1996)

Stratovulkán Vzorka Typ horniny Charakter	Morské oko VG-24 andezit láv.prúd	Morské oko VG-25 andezit láv.prúd	Morské oko VG-27 andezit láv.prúd	Morské oko VG-32 andezit láv.prúd	Morské oko VG-33 andezit láv.prúd	Morské oko VG-34 andezit láv.prúd
Por. číslo	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	60,03	59,92	59,34	59,19	58,78	62,07
TiO ₂	0,59	0,61	0,57	0,81	0,58	0,68
Al ₂ O ₃	15,27	15,01	15,16	15,82	15,11	16,00
Fe ₂ O ₃	6,54	7,48	6,90	7,02	7,00	5,87
FeO	4,32	3,64	4,39	4,34	4,82	2,79
MgO	4,45	3,88	4,83	4,38	5,29	3,04
MnO	-	-	-	-	-	-
CaO	7,50	7,43	7,68	7,27	8,45	6,04
Na ₂ O	2,72	2,48	2,70	2,32	2,37	2,79
K ₂ O	2,02	1,97	1,85	1,77	1,61	2,20
P ₂ O ₅	0,09	0,10	0,08	0,09	0,07	0,08
H ₂ O ⁺	0,41	0,50	0,31	0,58	0,46	0,27
H ₂ O ⁻	0,66	0,84	0,76	1,22	0,61	1,33
str. žih.	-	-	-	-	-	-
Total	100,28	100,22	100,18	100,47	100,34	100,37
Cr	156	173	120	98	173	128
Ni	36	57	30	12	26	23
Sc	19,2	17,9	23,4	23,6	23,2	18,6
V	100	87	122	128	115	81
Cu	19	21	18	18	22	17
Zn	20	41	35	20	20	26
Rb	53	32	51	56	45	71
Ba	335	340	327	292	297	361
Sr	286	337	242	224	345	215
Nb	16	15	10	13	10	13
Zr	122	125	103	101	99	118
Th	3	3	2	3	3	4
La	16	18	16	17	15	19
Ce	31	33	28	29	27	34
Pr	-	-	-	-	-	-
Nd	15	16	14	15	15	18
Sm	3	3	3	4	4	4
Eu	0,6	0,7	0,7	0,7	0,7	0,6
Gd	3,8	4,1	4,2	3,9	4,9	4,2
Tb	<1	2	1	<1	<1	1
Dy	3,1	3,2	3,4	3,3	3,5	3,3
Er	-	-	-	-	-	-
Yb	1,8	1,8	1,9	1,9	1,8	1,9
Lu	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5

Stratovulkán Vzorka Typ horniny Charakter	Morské oko VG-37 andezit láv.prúd	Morské oko VG-82 andezit láv.prúd	Morské oko VG-83 andezit extrúzia	Morské oko VG-84 andezit láv.prúd	Morské oko VG-85 dior.por. int.tel.	Morské oko VG-91 andezit láv.prúd
Por. číslo	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	59,80	56,76	59,14	57,65	62,15	60,18
TiO ₂	0,85	0,59	0,62	0,59	0,72	0,60
Al ₂ O ₃	16,43	17,55	15,48	14,10	16,14	15,02
Fe ₂ O ₃	7,24	6,98	7,06	7,39	6,07	6,48
FeO	5,09	4,62	3,91	5,33	4,24	3,93
MgO	2,93	4,28	4,42	6,85	2,95	4,72
MnO	-	-	-	-	-	-
CaO	6,89	8,15	7,51	8,46	5,99	7,69
Na ₂ O	2,68	2,36	2,62	2,44	2,82	2,53
K ₂ O	1,85	1,61	1,89	1,53	1,93	1,95
P ₂ O ₅	0,12	0,07	0,08	0,08	0,11	0,07
H ₂ O ⁺	0,15	0,99	0,41	0,32	0,39	0,33
H ₂ O ⁻	0,91	0,79	1,32	0,72	0,48	0,68
str. žih.	-	-	-	-	-	-
Total	99,85	100,13	100,54	100,13	99,75	100,25
Cr	47	104	81	380	90	175
Ni	25	35	14	34	37	28
Sc	18,4	24,4	23,0	29,0	16,6	23,5
V	89	106	110	156	103	120
Cu	13	12	10	21	23	17
Zn	14	11	40	17	30	28
Rb	60	43	52	48	66	64
Ba	318	243	333	273	413	363
Sr	305	230	233	239	219	212
Nb	14	10	11	11	15	11
Zr	134	86	101	92	148	106
Th	2	1	3	2	6	3
La	19	13	17	14	22	17
Ce	36	23	30	24	38	31
Pr	-	-	-	-	-	-
Nd	19	13	17	15	20	17
Sm	4	2	3	3	3	3
Eu	0,8	0,6	0,6	0,7	0,6	0,6
Gd	4,4	2,7	3,0	3,3	3,3	3,0
Tb	1	<1	<1	<1	<1	<1
Dy	3,7	3,1	3,3	3,1	3,6	3,4
Er	-	-	-	-	-	-
Yb	2,1	1,8	1,8	1,7	2,0	2,0
Lu	0,5	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2

najmä produktmi efuzívnej aktivity – lávovými prúdmi strednoporfyrických pyroxenických andezitov. Explozívna aktivita je doložená najmä v spodnej bazálnej časti nesúvislou polohou redeponovaných tufov. Sporadicky vystupujú relikty pemzových tufov okrem bázy formácie Hámre aj v jeho nadloží, ako aj na báze vrchných prúdov bazaltických andezitov. V závere dolín Porubského potoka sú horniny formácie Hámre postihnuté hydrotermálnymi premenami rôznej intenzity. Najvýraznejšou premenou je chloritizácia hrubých výrastlíc, tmavo-zelené sfarbenie horniny s čiastočnou rekryštalizáciou základnej hmoty. Pri úpätí svahu pri k. 543,2 m sú výskyty intenzívne silicifikovaných hornín s prechodmi do sekundárnych kvarcitov. Kvarcidity sú často porézne, s limonitovými šmuhami. V blízkosti výskytu kvarcitov sú pásma argilitizácie v šírke do niekoľko m.

Produkty efuzívnej aktivity predstavujú prevažnú časť formácie. Reprezentujú ich lávové telesá, ktoré najmä v južnej časti tvoria doskovité formy, uklonené cca 10° na juh pri hrúbke 15–20 m. V nižších úrovniach narastá ich hrúbka až na 60–80 m. V severnej a západnej časti hrúbka lávových prúdov narastá tiež do 80 m. Lávové prúdy pyroxenického andezitu predstavujú hrubý komplex pokračujúci pri severnom okraji pohoria v smere na západ. Lávové prúdy tvoria doskovité až jazykovité telesá priemernej hrúbky 15–20 m. V spodnej a vrchnej časti sú výrazne napenené až zbrekčovatené. Pôvodné úklony lávových prúdov sú modifikované celkovým úklonom pohoria v smere na juh, t. j. v smere do neo-génnej panvy. V smere na západ sa vyrovnáva primárny úklon súčasne s narastaním hrúbky jednotlivých prúdov do 30–50 m.

Sukcesia lávových prúdov formácie Hámre je odkrytá aj v podloží produktov stratovulkánu Vihorlat. Komplex lávových prúdov je generálne uklonený 15–20° v smere na JZ. Pri styku s paleogénnym podložím (najmä v severnej časti) dochádza k ich gravitačným deformáciám. Lávové prúdy majú prevažne charakter blokových lát. Vnútrotným usporiadaním sú obyčajne masívne, s vyvinutou najmä doštičkovou a menej už blokovitou odlučnosťou. Fenomén autobrekciácie je vyvinutý v obmedzenej miere. Lávové brekcie sú prítomné v relatívne malej hrúbke. Sú prevažne zoxidované, pórovité, chaotické, blokového typu, s fragmentmi veľkosti do 50–100 cm v netriedenom drvenom matrice. Ojedinele, najmä na báze formácie, sklovitejší charakter fragmentov indikuje možný prechod k hyaloklastitovým brekciám. Základnými fyzikálnymi komponentmi lávových prúdov sú porfyrické výrastlice a mikrovýrastlice, a to najmä plagioklasy a pyroxény euhedrálneho až subhedrálneho obmedzenia. Porfyrické výrastlice tvoria približne 20–35 % horniny.

91 nečlenené redeponované pyroklastiká

Od predchádzajúcich sa líšia podstatným až prevládajúcim zastúpením sklovitých a vezikulovaných, tmavých a červených andezitových úlomkov veľkosti až

do 10–30 cm, s variabilitou zloženia a zrnitosti jednotlivých vrstiev. Charakter materiálu indikuje erupcie strombolského až havajského typu asociujúce s efúziami lávových prúdov.

V nadloží súvrstvia epiklastických pieskocov s polohami drobných konglomerátov a drobných epiklastických brekcií je uložená poloha hrubých až blokových konglomerátov (bloky priemernej veľkosti 40–60 cm tvoria cca 70–80 %, do 40 cm cca 20–30 % obsahu). Na báze polohy sú časté erozívne zárezy. Stupeň opracovania je vysoký, triedenie je výrazné. Matrix je hrubozrnný, piesčitý. Fácia hrubých až blokových konglomerátov je rozšírená v stredných až vyšších úrovniach faciálneho komplexu periférnej zóny.

90 prevažne redeponované tufy a pemzové tufy

Vystupujú aj na báze efuzívneho komplexu v periférnej zóne, v nadloží komplexu Vinné, v oblasti svahov nad dolinou Voňarského potoka (lokality Nálepky prameň, svahy Polovné). Tufy a pemzové tufy tvorí žltohnedá popolová substancija, žltá pemza a variabilná piesčitá prímies so zrnami tmavých a červených andezitov. Tufy sú hrubo triedené a stratifikované, lokálne sú prítomné aj vložky hrubých epiklastických vulkanických pieskocov s pemzou. Skladba materiálu a textúry indikujú syngenetickú redepozíciu pyroklastického materiálu do lokálnych znížení reliéfu. Prítomnosť tufov a pemzových tufov indikuje nevýraznú explozívnu aktivitu, najmä v počiatkovej fáze formovania vulkánu. Hlavný obsah tvoria úlomky pemzy (cca 60–80 %) do veľkosti 2–4 cm. V nepatnom množstve sú prítomné úlomky napenených andezitov do veľkosti 1–10 cm. Sporadicky sa vyskytujú polohy pieskocov striedané s polohami pemzových tufov. Lokálne pozorujeme hrubé zvrstvenie a triedenie.

89 leukokratný bazaltický andezit

Lávové prúdy tohto typu vystupujú ojedinele nad dolinou potoka Okna. Predstavujú skupinu hornín charakterizovanú ako leukokratné bazaltické andezity. Andezit týchto lávových prúdov má blokovito-doštičkovitú odlučnosť. Je celistvý, tmavosivý, ojedinele až čierny.

Štruktúra horniny je porfyrická, tvoria ju výrastlice plagioklasu a veľmi sporadicky pyroxénu (najmä augit, menej hypersten). Porfyrické výrastlice dosahujú v priemere veľkosť do 2–3 mm. Prítomný je plagioklas (An_{75–85}, veľkosť 2,5–3,0 mm, obsah 25–35 %), pyroxén (1–5 %). Základná hmota má pilotaxitickú štruktúru základnej hmoty.

88 drobnoporfyrický (sčasti leukokratný) pyroxenický andezit s mikrolitickou štruktúrou základnej hmoty

Predstavujú sporadicky vystupujúcu skupinu hornín, pričom sú charakterizované ako drobnoporfyrické horniny vzhľadom na veľkosť porfyrických výrastlíc, plagioklasu (An_{66-80} , veľkosť 0,3–2,0 mm, obsah výrastlíc varíruje medzi 25–35 %), augitu (veľkosť 0,2–1,5 mm, obsah 8–12 %), hyperstenu (veľkosť 0,3–2,0 mm, obsah 5–10 %). Jednotlivé variety tohto typu andezitov (ojedinele aj riedkoporfyrický) reprezentuje mikrolitický až mikroliticko-mikropoikilitický charakter základnej hmoty. Sporadicky sa vyskytujú aj variety s pilotaxitickou štruktúrou základnej hmoty, najmä v juhozápadnej časti, v údolí potoka Kamenica.

Petrografická analýza ukázala, že časť týchto hornín má leukokratnú tendenciu – relatívne znížený obsah mafických minerálov. Základná hmota týchto vzoriek býva prevažne pilotaxitická.

Severne od kóty Múr sme pozorovali petrografickú varietu s nižším obsahom výrastlíc, takže horniny majú riedkoporfyrický charakter. Pomer porfyrických výrastlíc k základnej hmote sa pohybuje v rozmedzí 15 : 85.

87 strednoporfyrický hyperstenicko-augitický andezit s mikrolitickou štruktúrou základnej hmoty

Vystupujú vo väčšom meradle ako drobnoporfyrické variety. Andezity tohto typu vytvárajú 80–90 % komplexu. Vystupujú najmä severne od obce Remetské Háme a pod formáciou Sninský kameň vo svahu kóty Roh, inde v redukovanej mocnosti v dôsledku erózie.

Sú to strednoporfyrické (ojedinele až drobnoporfyrické) horniny tvorené porfyrickými výrastlicami a základnou hmotou v pomere ~ 35 : 65. Výrastlice tvorí plagioklas (An_{60-75} , priemerná veľkosť 0,5–3,0 mm, obsah 25–30 %), augit (priemerná veľkosť 0,3–2,0 mm, ojedinele až 3,0 mm, obsah 5–10 %), hypersten (priemerná veľkosť 0,5–2,0 mm, ojedinele do 2,5 mm, obsah 3–8 %). Akcesoricky je prítomný magnetit. Porfyrické výrastlice (najmä pyroxény) ojedinele vystupujú v glomeroporfyrických zhlukoch v rozsahu veľkosti až do 4,5 mm. Základná hmota je mikroliticko-pilotaxitická, mikropoikilitická až intersticiálna.

Na styku s intruzívnym komplexom dochádza k slabým premenám – chloritizácia atď.

Komplex centrálnej vulkanickej zóny

Vystupuje v oblasti kotlovej depresie na svahoch Morského oka a doliny Okna. Komplex centrálnej vulkanickej zóny zahŕňa:

- nerozčlenený propylitizovaný/chloritizovaný komplex andezitových porfýrov a andezitov (plytkointruzívne telesá a zvyšky efuzívnych hornín),
- diority a dioritové porfýry (intruzívne prieniky a apofýzy hlbšej intrúzie),
- dajky a prieniky pyroxenických andezitov až andezitových porfýrov,
- telesá sekundárnych kvarcitov a zóny silicifikácie,
- zóny argilitizácie.

86 argilitizované horniny

Zóna argilitizácie – sprevádzajú ju telesá sekundárnych kvarcitov a zóny silicifikácie. Výraznejšia argilitizácia je pri západnom okraji telesa Kapka. Pôvodná hornina (dioritový porfýr) je v blízkosti kvarcitového telesa intenzívne alterovaná za vzniku asociácie sekundárnych minerálov (kaolinit, montmorillonit), pričom nastáva úplný rozpad pôvodnej štruktúry horniny a vznikajú pásma zilovatena. S priblížením k telesu sekundárnych kvarcitov postupne narastá a dominuje silicifikácia. Podobne aj ďalšie opisované telesá sekundárnych kvarcitov sprevádzajú pásma viac či menej intenzívnej argilitizácie.

Nesúvislé pásma argilitizácie sú vyvinuté lokálne v rámci intruzívneho komplexu centrálnej zóny, najmä v oblasti styku s okolitým horninovým prostredím. Okrem hydrotermálneho pôvodu argilitizácie v uvedených prípadoch sa zrejme aktívne prejavili aj procesy hypergénneho pôvodu.

Zóny argilitizácie v okrajových častiach centrálnej zóny sú:

1. Na západnom svahu nad Malým morským okom. Pôvodná hornina je intenzívne argilitizovaná a limonitizovaná (žltobiela, škvrnitá od limonitových zátekov). Pásmo argilitizácie súčasne predstavuje odtrhovú zónu mohutného zosuvu smerujúceho na Morské oko.

2. Na svahu pod Babou (západne nad Malým morským okom), pod kótou 846 m – odkryv argilitizovaného pemzového tufu na báze formácie Sninský kameň (úlomky pemzy do 3–4 cm, úlomky sklovitých andezitov a argilitizovaný tufovo-pemzový matrix). Uvedené pásmo je súčasne okrajom odtrhovej zóny zosuvu.

3. Na jv. svahu pod Motrogonom (kóta 1 018 m), nad záverom doliny Čremošná, je poloha argilitizovaných pemzových tufov hrúbky 20–40 m, opäť na báze formácie Sninský kameň. Hrubo zvrstvené a triedené tufy a pemzové tufy sú intenzívne argilitizované, miestami v spojení so slabou silicifikáciou za vzniku nízkotermálnych opalitov.

84–85 sekundárne kvarcitty a silicifikované horniny (zóny silicifikácie)

Telesá sekundárnych kvarcitov a zóny silicifikácie vystupujú v oblasti centrálnej vulkanickej zóny:

1. vrcholová časť chrbta s kótou 680 m Kapka a východný svah jv. od Morského oka;

2. na jv. chrbte Hlinka s kótou 712,4 m;

3. v záreze úzkokolajnej trate železničky nad dolinou Okna;

4. na svahoch bočnej doliny i nad Skalným potokom;

5. pásmo prekremenenia na svahu doliny potoka Čremošná;

6. pásmo prekremenenia na východnom okraji jazera Morské oko.

Telesá sekundárnych kvarcitov sa vyskytujú v prostredí intruzívneho komplexu (plytkointruzívne telesá andezitových porfýrov), teleso Kapka priestorovo asociuje s výstupom dioritového porfýru. V okrajových častiach telies pozorujeme reliktory porfyrickej štruktúry pôvodnej horniny, ktoré v smere do vnútornej časti kvarcitového telesa miznú a hornina nadobúda homogénny vzhľad. Textúra je v prevahe masívna, odlučnosť je hrubobloková až stĺpcovitá (východné svahy – Kapka), ojedinele pozorujeme brekciovité textúry. Sfarbenie je prevažne svetlé, sivozelené, ružové, biele, prípadne hrdzavočervené, škvrnité.

Teleso Kapka s rozmermi 250 x 150 m (severný okraj telesa je amputovaný mohutným zosuvom), ktoré zistil BACSÓ (1971) a overil vrtom RH-6, detailnejšie študovali DERCO, KOZÁČ a OČENÁŠ (1977). Uvedení autori rozlíšili 3 typy minerálnych asociácií so zastúpením minerálov: sl'uda (biotit), böhmit, diaspor, topás, andaluzit, mullit, korund, fluorit, dumortierit, turmalín, kremeň, kaolinit, akcesórie: apatit, monazit.

83 hydrotermálno-explozívna brekcia

Hydrotermálno-explozívne brekcie sú zistené vo vrtných prácach GP vykonaných v rámci vyhľadávacieho prieskumu (BACSÓ, 1986; vrty RH-26, RH-11, RH-4, RH-16, RH-7 a ďalšie). Charakteristická je polymiktnosť fragmentov. Okrem úlomkov andezitov, andezitových porfýrov až dioritových porfýrov a dioritov, v rôznej miere hydrotermálne alterovaných, a úlomkov sekundárnych kvarcitov sú časté až dominantné úlomky podložných hornín prevažne paleogénnych pieskocov. Okrem subangulárnych fragmentov sú prítomné zaoblené úlomky (prevažne mäkkších paleogénnych sedimentov). Matrix je detritický, tvorený v prevahe z rozrušených paleogénnych sedimentov. Je výrazne hydrotermálne alterovaný a preniknutý žilkami karbonátov, sadrovcov a impregnovaný sulfidmi. Telesá hydrotermálno-explozívnych brekcií, ako potvrdzujú vrty, sa vyznačujú nepravidelným priebehom v prevahe so strmou orientáciou. Vznik hydrotermálno-explozívnych brekcií je spätý s výstupom a konsolidáciou dioritových intrúzií.

82 propylitizovaný/chloritizovaný komplex andezitových porfýrov a andezitov (nečlenený)

Nerozčlenený propylitizovaný/chloritizovaný komplex andezitových porfýrov a andezitov predstavuje plytkointruzívne telesá, vystupujúce v prostredí efuzívneho komplexu Hámre na ploche cca 8 km². Horniny komplexu Hámre sú v bezprostrednom okolí intruzívnych hornín v rôznej miere hydrotermálne postihnuté (chloritizované, limonitizované a sčasti silicifikované). Telesá andezitových porfýrov sa vyznačujú masívnym charakterom a nepravidelnou blokovou odlučnosťou. Pásma napnenia, brekciácie a fluidálne textúry typické pre lávové prúdy nepozorujeme. Vzhľadom na značné plošné rozšírenie, monotónny charakter a spôsob vystupovania vo vzťahu k okolitému prostrediu považujeme uvedené telesá za formy ložného typu (silly, lakolity).

Prevládajúcim typom sú drobné až strednoporfýrické horniny s výrastlicami plagioklasov (An₇₀₋₈₀ veľkosť do 1,0 mm, priemerne 0,3–0,6 mm, obsah cca 25–30 %), augitu (veľkosť do 1,1 mm, priemerne 0,4 mm, obsah cca 4–6 %), hyperstenu (veľkosť do 0,9 mm, priemerne 0,3–0,5 mm, obsah cca 6–8 %). Vývoj základnej hmoty je mikrohypidiomorfne až mikroalotriomorfne zrnitý (mikrolity do veľkosti 0,05–0,15 mm) až mikroliticko-mikropoikilitický. Tmavé výrastlice a základná hmota sú v rôznej miere chloritizované (pričom hypersten je relatívne intenzívnejšie premenený ako augit), limonitizované a sčasti karbonatizované.

V oblasti priestorového rozšírenia ložných intrúzií andezitových porfýrov sú prítomné zvyšky efuzívneho komplexu (prevažne pri okrajoch a v nadloží intrúzií) reprezentované pyroxenickými andezitmi s variabilným vývojom základnej hmoty (mikroliticko-poikilitická, mikrolitická až mikroliticko-skrytokryštalická).

V dôsledku hydrotermálneho postihnutia sa zotierajú makrotexturálne znaky do tej miery, že na zistenie prítomnosti zvyškov efuzívneho komplexu prispieva až petrografické štúdium výbrusov.

80–81 dioritový porfýr a diorit

Diority a dioritové porfýry vystupujú na povrch vo forme intruzívnych prienikov dioritových porfýrov, ktoré predstavujú apofýzy väčšej dioritovej intrúzie v hĺbke (v reze). Povrchový výstup intrúzie dioritového porfýru je v oblasti kóty 880 m pri okraji kvarcitového telesa (jz. od Morského oka) a na východnom svahu Hlinka (712 m) v záreze bývalej úzkokoľajnej trate. Hornina je drobné až strednoporfýrická (výrastlice do 1,5 mm), s blokovou až doskovitou odlučnosťou, modrosivá, mierne propylitizovaná. Výrastlice tvoria plagioklas (An₇₀, maximálna veľkosť do 1,5 mm, priemerná 0,5–0,6 mm, obsah cca 25–30 %), augit (priemerná veľkosť 0,6 mm a zhluky zrn do

2 mm, obsah cca 6–8 %), hypersten (maximálna veľkosť do 1,9 mm, priemerná veľkosť 0,5–0,7 mm, obsah cca 6–10 %). Základná hmota je mikrohypidiomorfné až mikroalotriomorfné zrnitá (lišty plagioklasu a tmavých minerálov prevažne 0,05–0,10 mm). Tmavé minerály sú sčasti chloritizované, plagioklas po trhlinách a základnú hmotu prenikajú agregáty sekundárnych minerálov (sericit, chlorit).

V blízkosti kvarcitového telesa je výrazná chloritizácia – dokumentovaná vzorka KV-827 – (pyroxény sú na 80–90 % premenené a nahradené karbonátmi) a sčasti silicifikácia základnej hmoty, ktorá je preniknutá agregátmi allotriomorfných zŕn kremeňa. Hornina je mierne biotitizovaná.

Vyhľadávacími vrtmi GP Spišská Nová Ves (BACSÓ, 1986) je v priestore centrálnej vulkanickej zóny v hlbších úrovniach overená dioritová intrúzia (vrty RH-14, RH-6), ktorá tu nadobúda formu štoku. Intrúziu sprevádza vývoj hydrotermálnych explozívnych brekcií. BACSÓ (l. c.) okrem dioritu a dioritového porfýru uvádza aj telesá granodioritových porfýrov a leukokratných aplitických porfýrov. Vrtnými prácami sa v hĺbke 800–1 200 m zistila polymetalická mineralizácia vo forme nepravidelných žilníkov.

Formácia Sninského kameňa

Dominantne efuzívna formácia vytvára v hrúbke 100–400 m takmer súvislý prstenec okolo centrálnej zóny, budujúc vrchné časti hrebeňa Roh – Fetkov – Nežabec – Sninský kameň – Motrogon – Veľká Trestia – Lysák. Formácia leží diskordantne na mierne až silno denuďovanom povrchu formácie Hámre. Pomenovanie dostala podľa kóty 1 004,6 m, Sninský kameň. Maximálnu hrúbku až 400 m dosahuje v s. časti stratovulkánu, kde erózia formácie Hámre dosiahla až paleogénne podložie a bola kombinovaná pravdepodobne aj s tektonickou subsidenciou.

Na báze formácie, respektíve medzi jej spodnejšími lávovými prúdmi (vyššie len ojedinele), vystupuje nesúvislý horizont až málo hrubé šošovky redeponovaných tufov, prípadne hrubších pyroklastík. V oblasti centrálnej zóny – severne od Morského oka – je formácia v spodnejšej časti postihnutá čiastočnou propylitizáciou a prenikajú do nej dajky andezitov.

Za súčasť formácie Sninský kameň považujeme aj intruzívne teleso kóty Veža, sv. od Morského oka a početné andezitové dajky s. a sv. od Morského oka, ktoré vykazujú petrografickú príbuznosť s mladšími členmi formácie Sninského kameňa. Opisujeme ich v rámci komplexu centrálnej zóny.

V rámci formácie je možné na základe litológie a petrografie rozlíšiť rozsiahlejšie a hrubšie lávové prúdy prevažne hruboporfýrických pyroxenických andezitov v jej spodnej časti a relatívne tenšie lávové prúdy stredno- či drobnoporfýrických pyroxenických andezitov až bazaltických andezitov vo vrchnejšej

časti formácie. Len v s. a v. svahoch kóty Nežabec vystupujú tieto variety aj v spodnejšej časti komplexu.

Formácia Sninský kameň má charakter efuzívneho „komplexu“ – až na sporadický výskyt redeponovaných pyroklastík, najmä na báze formácie, ju tvoria len lávové prúdy. V jej spodnej časti prevládajú rozsiahlejšie lávové prúdy hruboporfyrických pyroxenických andezitov. Tieto lávové prúdy sú spravidla nad bazálnou brekciou hrúbky 1–3 m budované tmavým doskovitým laminovaným andezitom, ktorý vyššie prechádza do andezitu s blokovou odlučnosťou. V hornej časti prúdov pozorujeme prechod do pórovitého andezitu a pórovitých blokových lávových brekcií, ktoré sú v dôsledku oxidácie červenohnedé až červené. Celková hrúbka jednotlivých prúdov sa pohybuje v rozmedzí 20–100 m.

Lávové prúdy vo vrchnej časti formácie majú prevažne menšiu hrúbku, 10 až 30 m, čo zodpovedá vcelku bázejšiemu zloženiu týchto prúdov. Nižšia viskozita prúdov sa prejavuje aj vo vývoji lávových brekcií, ktoré majú troskovoblokový až troskovitý charakter.

79 epiklastické vulkanické brekie

Epiklastické vulkanické brekie boli lokálne identifikované v južnej a východnej časti stratovulkánu na báze formácie Sninský kameň v obdobnej pozícii ako redeponované pemzové tufy. Fragmenty starších andezitov z formácie Hámre a sklovitých či vezikulovaných fragmentov hruboporfyrických andezitov prevládajú nad pemzovo-piesčitým matrixom a vložkami drobných brekcií a pieskovcov s pemzou. Fragmenty sú anagulárne až subangulárne, veľkosti do 15–20 cm, textúra uloženín je prevažne chaotická. Z genetického hľadiska ide dominantne o uloženiny úlomkových prúdov.

78 redeponované tufy a pemzové tufy

Redeponované tufy a pemzové tufy vystupujú na báze formácie Sninský kameň alebo medzi jeho spodnými lávovými prúdmi po vonkajšom obvode stratovulkánu. Opäť ide o nesúvislý horizont – akumuláciu redeponovaného materiálu v lokálnych zníženinách reliéfu (paleoúdolia).

Z litologického hľadiska sú variabilne zastúpené polohy (vrstvy) tufitických siltovcov, jemných tufov, pemzových tufov, pemzových tufov s piesčitou prímесou, hrubých pieskovcov s pemzou a drobných brekcií s pemzovo-piesčitým matrixom. Charakter zvrstvenia a textúry indikujú depozíciu občasnými tokmi a úlomkovými prúdmi. Andezitový materiál pochádza z formácie Hámre, ale je aj príbuzný s nadložným efuzívnym komplexom – sklovité a vezikulované frag-

menty hruboporfyrických andezitov. V jemnozrnných tufitických siltovcoch a tufoch lokálne nastala precipitácia pelosideritov, ktoré boli v minulosti predmetom lokálnej banskej ťažby.

77 autochtónne tufy a pemzové tufy

Autochtónne tufy a pemzové tufy sa vyskytujú na báze formácie Sninský kameň v západnej časti centrálnej depresie. Tufy tu nevytvárajú súvislý horizont – skôr ide o akumuláciu v paleoúdoliach na vonkajšom svahu vulkánu, o čom svedčí periklinálne uloženie so sklonom až 20°. Charakter zvrstvenia a triedenia indikuje autochtónne napadané tufy. V odkryvoch sa nepravidelne striedajú polohy tufov zrnitosti 1–2 mm s hrubšími polohami pemzových tufov zrnitosti od 1 cm až po 5 cm. Tufy tvorí svetlá až žltá pemza, jemnejšia popolová substancia a úlomky tmavých a červených hruboporfyrických andezitov. Tufy sú postihnuté epigenetickou a hypergénnou(?) argilitizáciou a podmieňujú zosuvnú aktivitu nadložných lávových prúdov.

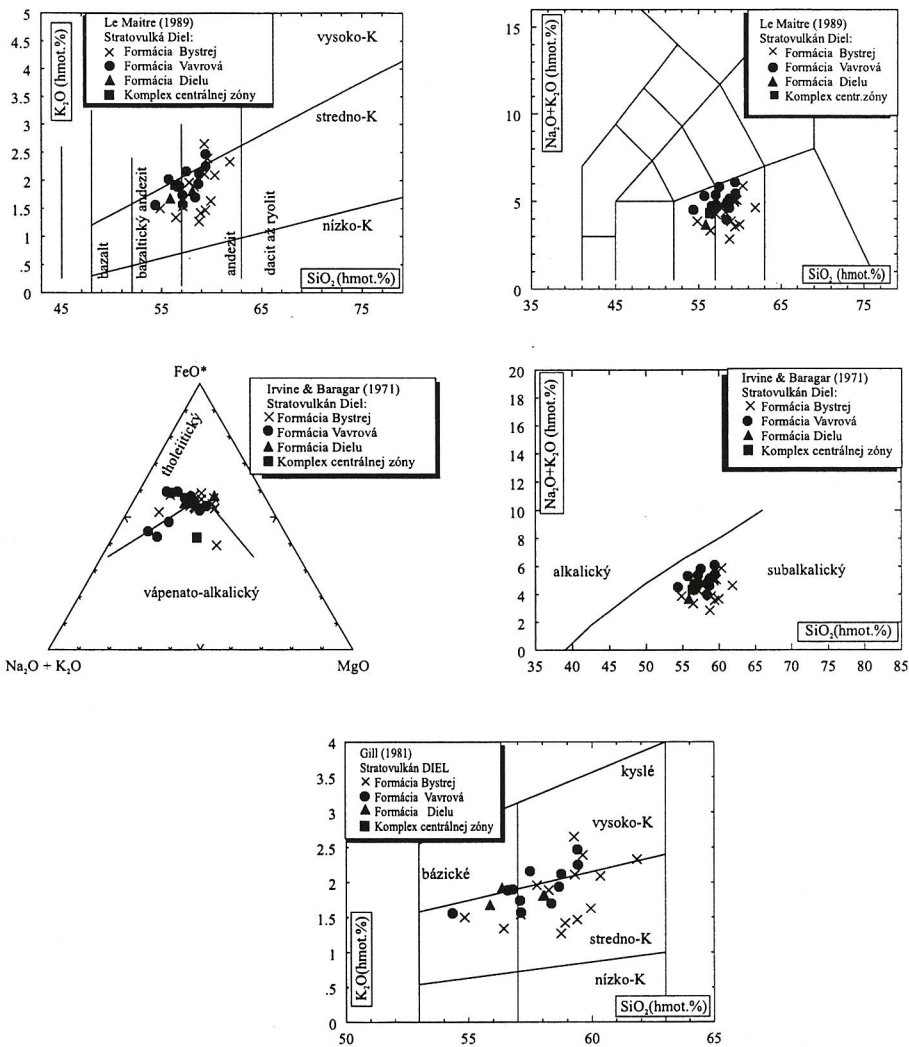
76 prevažne redeponované lapilové tufy a aglomeráty

Redeponované lapilové tufy a aglomeráty vystupujú veľmi ojedinele. Ich výskyty sú zachytené najmä na severovýchodnom okraji stratovulkánu, juhovýchodne od kóty Nežabec, v oblasti nazývanej Vyšná jedlina, a to v podloží lávových prúdov strednoporfyrických pyroxenických andezitov. Vzhľadom na slabé terénne odkrytie nie je možné detailne charakterizovať túto fáciu.

Ich charakteristickým znakom je striedanie polôh prevažne redeponovaných lapilových tufov s aglomerátmi. Redeponované lapilové tufy sú tvorené v prevažnej miere lapilami a úlomkami andezitov do veľkosti niekoľko cm. Prítomný je aj nízky obsah žltohnedej pemzy. Andezitový materiál petrograficky zodpovedá asociujúcim lávovým prúdom.

75 stredno- až hruboporfyrický pyroxenický andezit s trachytickou štruktúrou základnej hmoty

Lávové prúdy tohto typu vystupujú najmä v oblasti Motrogonu, kde ich reprezentuje typ riedkoporfyrického andezitu s vyšším obsahom plagioklasov než tmavých výrastlíc, plagioklas (An_{70–75}, veľkosť 1–3,5 mm, obsah 25–30 %), augit (veľkosť 0,5–2,5 mm, obsah 3–8 %), hypersten (veľkosť 0,3–2,0 mm, obsah 3–8 %). Tmavé výrastlice vystupujú najmä v glomeroporfyrických zhlukoch. Obsah tmavých výrastlíc predstavuje okolo 3–5 %. Štruktúra základnej hmoty je



Obr. 27 Taxonomické rozdelenie hornín startovulkánu Diel (B. Žec, 1996)

Podľa AFM diagramu patria k Ca-alkalickému trendu, ale pre vysoký obsah Fe presahujú do poľa tholeiitov. ŽEC (1997) analyzoval a charakterizoval zloženie minerálnych fáz vo vybraných, najviac rozšírených fáciách jednotlivých formácií. Vybrané geochemické údaje sú uvedené v tab. 8.

Úložné pomery hornín umožňujú v rámci vulkánu vyčleniť centrálnu vulkanickú zónu, charakterizovanú prítomnosťou intruzív, alterácií a reliktov vulkanického kužeľa (efuzíva a hrubé pyroklastiká), proximálnu vulkanickú zónu, charakterizovanú efuzívnym, respektíve stratovulkanickým typom stavby a distálnu zónu pozdĺž juhovýchodného okraja stratovulkánu, pokračujúcu jv. smerom pod uloženiny kvartéru.

Formácia Bystrej

Formácia Bystrej predstavuje spodnú štruktúrnú úroveň stratovulkánu – produkty jeho prvej etapy. Pomenovanie dostala podľa potoka Bystrá, ktorý preteká v severozápadnej časti stratovulkánu. Formácia vystupuje po obvode stratovulkánu s výnimkou jeho jz. časti, kde bol nasledujúcou etapou erózie celkom odstránený. Hrúbka formácie je variabilná a nad úrovňou erozívnej bázy dosahuje maximálne 300 m v severnej časti stratovulkánu. Vzhľadom na syngenetickú subsidenciu grabenu sz.-jv. smeru v podloží stratovulkánu evidovaného geofyzikálnymi meraniami je možné predpokladať podstatne väčšiu celkovú hrúbku formácie – minimálne do 500–600 m. Vrchná hranica formácie je daná erozívnym zrezom nad uložením prekrývajúcej formácie Vavrovej. Erózia postihla najmä centrálnu zónu a jv. časť stratovulkánu, ale pomerne hlboké paleoúdolia je možné definovať aj v západnej a severnej časti stratovulkánu.

Stavba formácie Bystrej je priestorovo variabilná. Na povrch od centrálnej proximálnej zóny v závere dolín Bystrá, Rybníčka a Cerkevka vystupujú lávové prúdy a prevažne hrubé pyroklastiká, v menšej miere redeponované tufy a pemzové tufy s periklinálnymi úklonmi 10–20°. Proximálna zóna formácie v sv., s. a sz. časti stratovulkánu má charakter efuzívneho komplexu s ojedinelými vložkami redeponovaných tufov/pemzových tufov a epiklastických vulkanických brekcií až redeponovaných pyroklastík. Jednotlivé lávové prúdy majú hrúbku od 20 do 60 m. Uloženie lávových prúdov je ovplyvnené celkovou tektonickou rotáciou (naklonením) vulkánu na západ, takže v súčasnosti nie je čisto periklinálne. V bazálnej časti formácie pozdĺž potoka Barlahov je uloženie subhorizontálne, vyššie lávové prúdy sú uložené so sklonom 10–15° na sever až západ.

Proximálna zóna formácie v jz. a j. časti vulkánu má charakter stratovulkanického komplexu s prevládajúcimi vulkanoklastikami zastúpenými redeponovanými pyroklastikami a epiklastickými vulkanickými brekciami, v ktorých smerom od centra stúpa stupeň opracovania a proporcia konglomerátov, drobných brekcií a hrubých pieskoviec, ako aj vložiek redeponovaných tufov. Uloženie hornín je periklinálne, so sklonmi od 5 do 15°.

Distálna zóna formácie je okrajovo vyvinutá pozdĺž jz. okraja stratovulkánu – jej pokračovanie do choňkovskej depresie pod mladšie sedimenty je evidované

Tab. 8 Vybrané geochemické údaje – stratovulkán Diel (B. Žec, 1996)

Stratovulkán Formácia Vzorka Typ horniny Charakter	Diel 1 VG-11 baz. and. láv.prúd	Diel 1 VG-52 andezit láv.prúd	Diel 1 VG-78 andezit láv.prúd	Diel 1 VG-80 andezit láv.prúd	Diel 1 VG-86 andezit láv.prúd	Diel 1 KK-310 andezit epiklastiká	Diel 1 KK-1023 andezit láv.prúd	Diel 1 KK-1101 andezit láv.prúd	Diel 2 VBŽ-593 baz. and. láv.prúd	Diel 1 VBŽ- 711b andezit pemz.tufy	Diel 1 VBŽ-713 andezit pemz. tufy	Diel 1 VBŽ-781 andezit láv.prúd	Diel 1 VBŽ-854 andezit láv.prúd	Diel 1 VIL-359 andezit láv.prúd	Diel 4 VG-10 baz. and. extrúzia
Por. číslo	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	54.85	60.34	59.40	58.92	57.12	58.76	57.77	61.84	56.80	59.31	56.44	59.62	59.28	58.25	56.37
TiO ₂	0.72	0.75	0.58	0.57	0.68	0.83	0.83	0.67	0.75	1.03	0.97	0.64	0.64	0.76	0.86
Al ₂ O ₃	15.90	17.88	16.43	13.91	17.20	18.22	18.19	15.52	17.76	18.97	17.66	16.89	16.28	17.42	17.58
Fe ₂ O ₃	4.32	6.09	7.24	7.43	7.23	7.62	7.06	6.30	6.88	6.43	7.80	6.66	6.66	6.88	5.44
FeO	1.99	2.60	5.35	4.39	4.78	0.43	3.87	4.13	3.59	3.63	2.73	4.45	4.89	4.20	0.74
MgO	5.55	1.64	5.45	5.88	4.42	2.39	3.22	4.05	4.40	1.79	3.49	3.80	4.32	4.08	4.01
MnO	0.10	0.11	0.13	0.13	0.13	0.03	0.11	0.11	0.10	0.10	0.13	0.11	0.11	0.11	-
CaO	8.75	6.07	8.32	8.56	8.34	3.74	7.72	5.83	8.23	7.15	7.57	6.68	7.20	7.70	8.11
Na ₂ O	2.36	3.79	2.09	2.45	2.72	1.58	2.67	2.31	2.56	2.87	1.99	2.67	2.47	2.49	2.41
K ₂ O	1.50	2.09	1.47	1.42	1.54	1.27	1.96	2.33	1.90	2.11	1.34	2.39	2.65	1.89	1.92
P ₂ O ₅	0.09	0.19	0.07	0.07	0.09	0.07	0.09	0.08	0.09	0.11	0.08	0.09	0.09	0.09	0.13
H ₂ O ⁺	1.20	0.60	0.24	0.36	0.27	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.83
H ₂ O ⁻	0.27	0.80	0.42	0.75	0.49	6.28	0.78	0.79	0.95	1.22	4.49	0.95	0.38	0.67	-
str. žih.	3.00	-	-	-	-	5.46	0.55	1.09	0.66	0.24	2.64	0.66	0.68	0.48	1.38
Total	98.61	100.35	100.26	100.45	100.23	106.25	100.95	100.92	101.08	101.33	104.50	101.16	100.76	100.82	100.04
Cr	7	21	182	222	90	60	50	105	95	15	40	30	55	70	34
Ni	10.2	12	32	28	30	24	13	14	15	5	8	5	4	14	<48
Sc	9.51	9.2	25.1	27.6	21.8	16	24	23	24	24	24	23	25	26	20.37
V	-	61	120	148	109	40	75	90	115	55	80	80	90	95	-
Cu	-	15	16	17	11	16	19	20	18	16	17	16	15	18	-
Zn	143	40	14	13	26	84	76	65	62	72	71	67	70	74	64
Rb	29	37	24	39	36	72	62	82	59	60	61	77	67	58	24
Ba	560	557	278	273	368	-	486	428	468	-	-	422	421	484	420
Sr	-	386	260	227	432	-	511	291	555	-	-	332	315	535	-
Nb	-	17	10	9	11	10	8	9	9	8	7	9	10	7	-
Zr	-	143	91	82	97	140	89	104	81	94	87	94	94	83	-
Th	5.0	3	2	2	2	9.7	6.9	7.4	7.5	6.8	6.7	6.7	6.6	6.6	3.8
La	24.6	23	14	13	16	35	16	19	13	18	16	17	16	14	22.5
Ce	44.8	41	23	23	26	31	30	34	26	35	32	39	36	32	38.4
Pr	-	-	-	-	-	10	3	6	4	4	6	6	4	4	-
Nd	5	23	14	14	15	37	17	22	18	19	22	20	18	19	10
Sm	3.86	4	3	3	3	6.6	2.9	2.9	2.1	3.4	2.9	3.4	2.9	3.0	3.43
Eu	1.14	1.0	0.5	0.5	0.7	1.6	0.9	0.8	0.8	1.0	0.9	0.9	0.7	0.9	0.96
Gd	-	3.2	2.7	3.0	2.8	5.6	2.8	3.3	2.6	3.5	3.3	2.9	2.9	3.1	-
Tb	0.1	<1	<1	<1	<1	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.6	<0.5	<0.5	0.2
Dy	-	3.2	3.1	3.1	2.9	6.1	3.9	4.3	3.1	3.8	4.6	3.9	4.1	3.6	-
Er	-	-	-	-	-	3.3	2.2	2.6	1.9	2.6	2.9	2.9	2.1	2.5	-
Yb	2.0	1.8	1.7	1.7	1.5	2.3	1.4	1.8	1.3	1.5	1.6	1.8	1.5	1.5	1.7
Lu	0.16	0.26	0.19	0.24	0.20	0.48	0.44	0.45	0.26	0.39	0.36	0.78	0.70	0.40	0.16

pokračovanie tabuľky

Stratovulkán Formácia* Vzorka Typ horniny Charakter	Diel 2 VG-9 andezit láv. prúd	Diel 2 VG-40 andezit láv.prúd	Diel 2 VG-50 andezit láv.prúd	Diel 2 VG-51 andezit extrúzia	Diel 2 VBŽ- 627 andezit dajka	Diel 2 VBŽ- 806 andezit láv.prúd	Diel 2 VBŽ-817 baz. and. láv.prúd	Diel 2 VBŽ-879 baz. and. láv.prúd	Diel 2 VBŽ-881 andezit pyroklast.	Diel 2 VBŽ-895 andezit dajka	Diel 2 KK-1002 baz. and. láv.prúd	Diel 2 VV-1054 andezit dajka	Diel 1 VG-81 andezit láv.prúd	Diel 3 VG-39 andezit neck	Diel 3 VG-79 baz. and. extrúzia
Por. číslo	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO ₂	58.36	57.09	58.36	57.13	58.76	59.43	55.70	56.60	59.41	57.49	54.36	58.67	59.95	58.09	55.87
TiO ₂	0.59	0.63	0.59	0.75	1.06	1.06	1.13	1.07	0.87	0.63	0.91	0.90	0.57	0.84	0.73
Al ₂ O ₃	16.11	20.28	16.11	17.00	18.74	18.36	17.38	19.00	19.38	20.88	19.14	18.63	14.78	18.12	15.53
Fe ₂ O ₃	6.93	5.20	6.93	8.19	7.20	7.15	8.16	7.23	5.05	4.60	8.06	7.45	6.95	6.85	8.10
FeO	3.93	2.45	3.94	4.11	3.70	3.88	4.24	3.66	1.50	1.65	3.09	3.23	4.94	3.60	5.78
MgO	4.69	2.31	4.69	3.61	1.92	1.59	4.14	2.93	1.41	1.96	3.76	2.15	5.27	3.07	5.81
MnO	0.12	-	-	-	0.10	0.11	0.13	0.14	0.14	0.09	0.13	0.11	-	-	-
CaO	8.21	7.88	8.21	7.61	6.58	6.55	7.64	7.53	6.69	7.91	8.51	6.28	7.82	6.88	9.15
Na ₂ O	2.26	3.63	2.26	3.24	3.04	3.19	3.29	2.85	3.62	3.67	2.96	2.69	2.04	3.08	2.00
K ₂ O	1.70	1.74	1.70	1.57	2.12	2.25	2.02	1.89	2.47	2.16	1.56	1.94	1.63	1.81	1.68
P ₂ O ₅	0.09	0.13	0.09	0.12	0.12	0.12	0.18	0.14	0.18	0.15	0.10	0.09	0.07	0.16	0.09
H ₂ O ⁺	0.39	0.39	0.39	0.33	-	-	-	-	-	-	-	-	0.35	0.46	0.74
H ₂ O ⁻	0.95	0.69	0.95	0.64	0.86	1.23	0.73	1.20	1.56	0.99	0.65	1.66	0.73	0.59	0.33
str. žih.	-	-	-	-	0.67	0.47	0.55	0.85	0.97	0.85	0.89	1.17	-	-	-
Total	100.40	99.98	100.28	100.19	100.50	101.04	100.50	100.58	100.78	100.53	100.14	100.57	100.16	99.94	100.04
Cr	104	26	166	24	10	15	45	40	10	15	30	10	218	-	116
Ni	<48	15	33	13	4	2	11	13	2	6	5	2	27	18	35
Sc	21.62	10.7	20.3	20.8	22	20	26	22	21	17	26	18	25.5	15.2	26.6
V	-	91	120	161	55	25	135	95	80	65	145	20	127	110	158
Cu	-	19	13	12	13	15	18	24	16	23	17	9	20	19	8
Zn	95	24	24	30	75	79	81	66	76	50	67	75	27	52	11
Rb	37	39	11	36	66	64	52	54	66	55	49	62	24	31	25
Ba	420	509	388	420	498	614	490	502	679	426	366	457	292	426	319
Sr	-	458	381	403	501	629	470	542	514	313	523	582	228	358	365
Nb	-	13	14	13	9	11	13	11	13	11	7	10	11	16	11
Zr	-	107	106	94	98	96	107	100	125	96	65	93	93	142	93
Th	4.4	<1	<1	<1	7.3	7.2	6.5	6.4	6.2	5.1	5.6	6.2	3	<1	2
La	16.8	17	17	18	16	19	17	18	24	17	13	20	16	21	13
Ce	30.5	28	27	27	35	39	44	33	43	37	29	31	30	36	26
Pr	-	-	-	-	4	5	5	5	5	5	3	5	-	-	-
Nd	14	14	16	18	14	22	23	22	23	18	19	22	16	19	15
Sm	2.82	3	3	3	2.9	3.2	2.8	3.1	3.4	2.8	2.9	3.5	3	4	2
Eu	0.90	0.9	0.6	0.9	0.8	1.0	1.1	1.1	0.9	1.0	1.1	1.2	0.7	1.0	0.6
Gd	-	2.2	2.5	3.1	2.7	3.4	3.2	2.9	3.2	2.7	3.0	4.0	3.1	4.6	2.8
Tb	0.2	<1	<1	<1	0.5	0.7	<0.5	0.6	<0.5	0.5	<0.5	<0.5	<1	1	<1
Dy	-	2.3	2.8	3.5	3.8	4.8	4.3	4.3	5.1	3.4	3.9	4.9	3.4	3.3	2.9
Er	-	-	-	-	2.5	3.1	2.5	2.3	2.8	2.2	2.3	2.8	-	-	-
Yb	1.0	1.3	1.6	1.9	1.6	1.9	1.6	1.5	1.7	1.2	1.5	1.9	1.9	1.7	1.6
Lu	0.10	0.2	0.2	0.2	0.35	0.82	0.41	0.43	0.76	0.65	0.48	0.47	0.2	0.5	0.2

*Formácie a komplex stratovulkánu DIEL : 1 - Formácia Bystrej, 2 - Formácia Vavrová, 3 - Formácia Diel, 4 - Komplex centrálnej zóny. Typ horniny : baz. and. - bazaltický andezit

geofyzikálnymi meraniami a vrtom CHJ-1 (VASS et al., 1984). Pre distálnu zónu sú charakteristické epiklastické vulkanické konglomeráty, pieskovce a siltovce, uložené prevažne vo fluviaálnom prostredí.

Lávové prúdy formácie Bystrej majú malú až strednú hrúbku (20–60 m). V spodnej časti ich spravidla buduje doskovitý laminovaný andezit, v strednej časti majú doskovitú až blokovú odľučnosť, v hornej časti s prechodmi do zoxidovaných (červených, ružových, hnedých) pórovitých lávových brekcií blokového až troskovo-blokového typu. Leukokratné andezity na báze formácie a ich brekcie majú sklovitý charakter. Z petrografického hľadiska formáciu prevažne buduje uniformný strednoporfyrický hyperstenicko-augitický andezit bohatý na pyroxény. V podstatne menšej miere pozorujeme obdobné andezity s menším zastúpením výrastlíc pyroxénov a plagioklasov. V doline Barlahov a Cerkevka vystupujú na báze leukokratné variety.

69 epiklastické vulkanické pieskovce s polohami drobných konglomerátov a siltovcov

Epiklastické vulkanické pieskovce (s polohami siltovcov, konglomerátov) sú rozšírené pri jv. a j. úpätí svahu (oblasť Vyšná Rybnica – Hlivištia – Choňkovce). Vystupujú v podloží fácie epiklastických konglomerátov (brekcií). Pokračovanie fácie v smere do kotliny je prekryté hrubšími uloženinami kvartéru. Epiklastické pieskovce tvoria lavicovité polohy oddelené vložkami siltovcov, prípadne vložkami redeponovaných pemzových tufov. V rámci súvrstvia sú prítomné aj vložky drobných až hrubých konglomerátov hrúbky až 2 m.

68 epiklastické vulkanické konglomeráty a brekcie s polohami epiklastických pieskovcov

Epiklastické vulkanické konglomeráty (brekcie s polohami pieskovcov) priestorovo asociujú s uloženinami epiklastických brekcií v pásme prechodu do periférnej vulkanickej zóny (svahy nad obcami Vyšná Rybnica, Hlivištia, Choňkovce). Typické odkryvy tvorí hrubý až hruboblokový opracovaný a triedený materiál (bloky v priemere 25–30 cm až 0,8 m), uložený v hrubozrnnom piesčitom matrice. Polohy konglomerátov sú často uložené v subhorizontálnych laviciach, prípadne tvoria nepravidelné šošovkovité výplne erozívnych zárezov (výplne dočasných riečnych tokov). V uvedenom pásme s rozšírením konglomerátov sú epizodicky prítomné polohy triedených drobných a hrubých brekcií. Polohy brekcií a konglomerátov často striedajú vložky až súvislejšie polohy epiklastických pieskovcov a redeponovaných tufov (odkryvy nad obcou Choňkovce).

67 epiklastické vulkanické brekcie s polohami epiklastických konglomerátov a epiklastických pieskovcov

Epiklastické vulkanické brekcie (s vložkami pieskovcov a konglomerátov) sú uložené na jz. a južnom stratovulkanickom svahu v nižších úrovniach (svahy nad obcami Remetské Hámre, Vyšná Rybnica a Hlivištia), v podloží efuzívneho komplexu. Epiklastické brekcie predstavujú produkty deštrukcie primárnych pyroklastických uloženín efuzív s novým uložením materiálu v pásme prechodu do prolúviálnej roviny. Hlavný obsah tvorí úlomkový materiál (fragmenty) priemernej veľkosti 15–30 cm, ojedinele až vložky do 0,8 m a viac. Matrix je hrubozrnny, piesčitý, s vyšším obsahom drobných úlomkov. V súvislejších odkryvoch pozorujeme triedenosť materiálu podľa granulometrie a hrubé zvrstvenie. Polohy brekcií sa často striedajú s vložkami pieskovcov a drobných až hrubých konglomerátov.

66 redeponované pemzové tufy

Redeponované pemzové tufy tvoria výraznejšie akumulácie v oblasti záveru doliny Bystrá (sz. časť stratovulkánu – na západných svahoch pod kótou 509,4 m) a na južných svahoch (pod kótami 412,3 m a 431,4 m).

V doline Bystrá sú prevládajúcou zložkou (60–80 %) úlomky pemzy – svetlozlté až okrové a svetlohnedé do veľkosti 2–4 cm, ojedinele do 5–8 cm, často zaoblené, uložené v tufovo-piesčitom matrixe s vyšším podielom ílovitej zložky. Sporadicky sú prítomné úlomky sklovitých drobnoporfyrických pyroxenických andezitov do veľkosti 5–15 cm (obsah cca 10–30 %).

Polohy pemzových tufov sa striedajú s vložkami až polohami epiklastických pieskovcov (s nižším obsahom pemzy). Uloženie explozívneho materiálu sa uskutočnilo v lokálnej depresii, vo fluvialno-limnickom prostredí. V nadloží sú uložené hrubé, pravdepodobne redeponované pyroklastiká.

Polohy pemzových tufov na jz. a j. svahoch indikujú oblasť prechodu stratovulkanického svahu do prolúviálnej roviny.

65 redeponované pyroklastiká (nečlenené brekcie a tufy)

Vystupujú na z., jz. a j. svahoch stratovulkánu v podloží lávových prúdov. Hrubý materiál pyroklastického typu (bloky do 15–30 cm), často triedený a opracovaný, je uložený v tufovo-pemzovom matrixe, ktorý tvorí obsah 60–80 %. V rámci redeponovaných pyroklastík sú časté samostatné polohy redeponovaných pemzových tufov a „tufopieskovcov“.

64 autochtónne aglomeráty a pyroklastické brekcie

Autochtónne aglomeráty a hrubé až blokové chaotické pyroklastické brekcie (fototab. VI, obr. 4) sú rozšírené vo vyšších úrovniach vulkanoklastického komplexu (západné svahy pod Vavrovou, v širšej oblasti kóty 629,4 m, vo vyššej úrovni záveru doliny Bystrá). V rámci uvedenej skupiny sú zahrnuté brekcie vulkanskeho typu, brekcie pyroklastických prúdov, ako aj geneticky nešpecifikované pyroklastické brekcie – typické odkryvy vulkánskych brekcií sú v širšej oblasti kóty 629,4 m. Hlavný obsah (obsah cca 60 %) tvoria bomby a bloky priemernej veľkosti 30–40 cm, ojedinele do 60–80 cm, často s drsným až troskovitým povrchom. V nepatrnom objeme sú prítomné bloky celistvého andezitu, často angulárne (pochádzajúce z rozpadu väčších blokov). Matrix je troskovo-lapilový. V hrubom meradle pozorujeme triedenie a hrubé zvrstvenie s vložkami až polohami troskovo-lapilových tufov. Chaotické brekcie s tufovo-lapilovým matrixom so znakmi spekania zodpovedajú uloženinám typu pyroklastických prúdov.

63 leukokratný andezit

Lávové prúdy tohto typu vystupujú len lokálne na báze formácie v doline Barlahov a Levková. Andezit má blokovitú odlučnosť, sivú až tmavosivú farbu. Porfyrické výrastlice zastupuje plagioklas (veľkosť do 2 mm, obsah 10–20 %), augit (veľkosť do 1 mm, obsah 1–3 %) a hypersten (veľkosť do 1 mm, obsah 1–3 %). Štruktúra základnej hmoty je pilotaxitická až hyalopilitická.

62 strednoporfyrický hyperstenicko-augitický andezit chudobný na pyroxén a riedkoporfyrický andezit

Lávové prúdy tohto typu vystupujú v juhozápadnej časti formácie. Vo formácii sporadicky vystupujú variety lávových prúdov s andezitom chudobným na pyroxény. Obsahujú plagioklas (obsah 30–35 %), augit (obsah 5–10 %), hypersten (obsah 3–6 %) a riedkoporfyrické variety s plagioklasom (obsah 10 až 15 %), augitom (obsah 5–8 %) a hyperstenom (obsah 4–6 %).

Sú charakterizované andezitom tmavosivej farby, pričom majú blokovitostičkovitú odlučnosť.

61 strednoporfyrický hyperstenicko-augitický andezit bohatý na pyroxén

Andezity lávových prúdov tohto typu budujú takmer celú formáciu Bystrej, najmä v severnej, severozápadnej časti. Najviac prevláda varieta bohatá na

pyroxény. Výrastlice zastupuje plagioklas (An_{72-81} , $An_{81}-An_{79}$ v jadrovej populácii a $An_{77}-An_{72}$ v plášťových lemoch, veľkosť 0,5–2 mm, obsah 20 až 25 %), augit (En_{47-38} Fs_{21-10} Wo_{44-39} , veľkosť 0,5–2 mm, obsah 10–20 %), hypersten (En_{67-45} Fs_{50-30} $Wo_{6,70-2,60}$, veľkosť 0,5–2 mm, obsah 6–12 %) a akcesorický drobný magnetit. Časté sú glomeroporfyrické zhluky veľkosti do 4–5 mm. Základná hmota býva pilotaxitická, mikropoikiliticko-pilotaxitická, mikropoikiliticko-trachytická alebo mikroliticko-pilotaxitická.

Stredno(?) - až vrchnosarmatský vek ($11,6 \pm 0,5$ mil. rokov) je doložený rádiometricky (tab. 1) z andezitu lávového prúdu vystupujúceho južne od obce Podhorod' (PECSKAY et al., 1997).

60 drobná až strednoporfyrický pyroxenický andezit (nečlenený)

Lávové prúdy drobná až strednoporfyrického andezitu vystupujú ojedinele, a to najmä v severovýchodnom cípe stratovulkánu severne od kóty Jasenovský vrch (k. 821,2).

Andezit je sivý až tmavosivý, celistvý, blokovitej až doskovitej odlučnosti. Štruktúra andezitu je porfyrická, s pilotaxitickou až mikropoikilitickou štruktúrou základnej hmoty. Porfyrické výrastlice tvorí plagioklas (obsah 25–35 %) a pyroxén (augit a hypersten – obsah 10 %).

Formácia Vavrovej

Formácia predstavuje vrchnú štruktúrnú etáž stratovulkánu – produkt tzv. druhej etapy vulkanickej aktivity nasledujúcej po vulkanickej prestávke spojenej s eróziou podložnej formácie Bystrej, a to najmä v centre a jv. časti stratovulkánu. Pomenovanie dostala podľa kóty 787,5 m, Veľká Vavrová.

V dnešnom eróziívnom zreze formácia buduje strednú časť stratovulkánu a do jeho okrajových častí zasahuje najmä vo vrchných častiach chrbtov. Hrúbka formácie je variabilná – prevažne 100–200 m, len v jv. sektore vulkánu až 400 m. Rozšírenie formácie na svahoch stratovulkánu bolo kontrolované situovaním paleoúdolí.

Pre formáciu Vavrovej sú charakteristické hruboporfyrické andezity s veľkými výrastlicami augitov, ako aj produkty ich frakcionárnej deformácie – leukokratné a bazaltické andezity, ktoré patria k najmladším horninám formácie.

Formáciu Vavrovej v centrálnej zóne budujú hrubé pyroklastiká a lávové prúdy s periklinálnym uložením so sklonom 15–30°, v proximálnej zóne prevažne lávové prúdy so sporadicky zastúpenými polohami redeponovaných pyroklastík.

K formácii Vavrovej možno priradiť aj dajky a neky pyroxenických andezitov.

Lávové prúdy sú dominantným komponentom formácie. V centrálnej zóne vystupujú prúdy malej až strednej hrúbky (10–50 m), v proximálnej zóne aj prúdy veľkej hrúbky (do 50–70 m). Leukokratné a bazaltické andezity vytvárajú lávové prúdy menšej hrúbky. Charakter prúdov je obdobný ako pri formácii Bystrej, t. z. lávové brekcie sú pórovité, blokového až blokovo-troskového typu.

59 redeponované tufy

Redeponované tufy vystupujú v. od kóty Sokol (627,3 m n. m.) v jv. cípe formácie. Tvoria šošovkovité polohy v rámci polôh redeponovaných pyroklastík. Vzhľadom na zakrytosť terénu sú ťažko definovateľné.

Z litologického hľadiska sú v rôznom pomere zastúpené polohy tufitických siltovcov, pemzových tufov a jemných tufov. Nepravidelne sa striedajú polohy tufov zrnitosti 1–5 mm s polohami tufov so zrnitosťou od 1 cm do 5 cm. Tufy tvorí najmä svetlá až žltá pemza a popolová substancia.

58 redeponované pyroklastiká (nečlenené brekcie a tufy)

Redeponované pyroklastiká (brekcie, tufy) sú rozšírené najmä v externejších častiach formácie (oblasť Hukov, kóta 545,2 m – svahy pod Sokolom – kóta 627,3 m – svahy južne pod Veľkou Vavrovou). Klastickú zložku reprezentujú drobné až hrubé pyroklastické fragmenty s priemernou veľkosťou 5–15 cm (cca 30–40 %), pričom sú prítomné aj ojedinelé väčšie bloky a bomby (do 10 %). Matrix je tufovo-piesčitý, hnedý, hnedočierny, často s vyšším obsahom pemzy. V odkryvoch pozorujeme triedenie a hrubé zvrstvenie. V najexternejších pásmach v rámci formácie pribúdajú súvislejšie vložky a polohy redeponovaných tufov s obsahom pemzy a tufopieskovcov až pieskovcov.

57 autochtónne aglomeráty a pyroklastické brekcie

Autochtónne aglomeráty a pyroklastické vulkánske brekcie tvoria podstatnú zložku spodnej časti pyroklastického kužeľa pri východnom okraji vulkánu (východné svahy pod Veľkou Vavrovou – kóta 787,5 m) a sú rozšírené aj vo vyšších úrovniach stratovulkanickej stavby (širšia oblasť kóty Veľká Vavrová) a na západných svahoch (oblasť Lazy – kóta 756,9 m; Majmová – kóta 633,0 m).

Nižšie úrovne pyroklastického kužeľa pod Veľkou Vavrovou budujú v prevahe akumulácie vulkánskych brekcií. Hlavný obsah tvoria vulkanické bomby a bloky priemernej veľkosti 15–30 cm, sporadicky bloky do 0,5–0,8 m. Pri

väčších blokoch je obmedzenie sférické až subsférické, sporadicky sú prítomné angulárne úlomky až bloky. Matrix (obsah 20–30 %) je troskovo-lapilový, zoxidovaný, medzerovitý, lokálne aglutinovaný. V súvislejších odkryvoch pozorujeme hrubé zvrstvenie s úlomkami (obsah 25–30 %). Polohy brekcií sa striedajú s vložkami až polohami troskovo-lapilových tufov. V nižších až stredných úrovniach pyroklastického kužeľa sú prítomné relikty zbrekciotvorených lávových prúdov a andezitové bloky veľkých rozmerov pochádzajúce z dezintegrácie lávových prúdov.

Aglomeratické a vulkánske brekcie na západných svahoch (Lazy, Majmová) sa vyznačujú podobnými charakteristikami.

56 porfyrický leukokratný andezit

Vystupujú ako tenšie lávové prúdy medzi hruboporfyrickými hyperstenicko-augitickými andezitmi, len v južnej časti územia vytvárajú mohutnejší lávový prúd sv. od Choňkoviec. Andezit má blokovitú odlučnosť.

Porfyrické výrastlice zastupuje plagioklas (An_{65-75} , 1–3 mm, obsah 10–20 %), augit (1–2 mm, obsah 1–3 %), hypersten (1–2 mm, obsah 1–3 %) a ojedinele drobný amfibol. Základná hmota je prevažne pilotaxitická alebo trachytická, ojedinele mikropoikiliticko-trachytická.

55 bazaltický augiticko-hyperstenický andezit s olivínom

Vystupujú v južnej časti formácie ako relikty najmladších lávových prúdov, dominantne s blokovito-doskovitou odlučnosťou. Andezit má blokovitú odlučnosť. Sú stredno- až riedkoporfyrické, s výrastlicami plagioklasu (1–3 mm, obsah 10–30 %), augitu (1–3 mm, obsah 6–10 %), hyperstenu (1–2 mm, obsah 3–5 %) a olivínu (do 1 mm, 1–3 %). Základná hmota je pilotaxitická až intersticiálna.

54 bazaltický augiticko-hyperstenický andezit

Vystupuje v západnej a severozápadnej časti formácie, západne od kóty Majmová (533,0 m). Andezity lávových prúdov majú nepravidelne blokovitý rozpad.

Hornina má porfyrickú štruktúru a tmavosivú farbu. Porfyrické výrastlice tvorí plagioklas (An_{70-80} , 1–2,5 mm, 3–8 %), augit (1–3 mm, 5–15 %) a hypersten (1–2 mm, 3–8 %). Charakteristická je intergranulárna až trachytická základná hmota, tvorená lištičkami bázičného plagioklasu, zrnkami pyroxénov a magnetitu a malým množstvom rekryštalizovaného skla.

53 hruboporfyrický hyperstenicko-augitický andezit chudobný na pyroxén

Lávové prúdy tohto typu vystupujú v západnej, ako aj juhovýchodnej strane formácie. Sú charakteristické blokovitou odlučnosťou, pričom andezit má sivú až tmavosivú farbu. Typ chudobný na pyroxény obsahuje výrastlice plagioklasu (1–3 mm, 30–40 %), augitu (1–4 mm, obsah 6–10 %) a hyperstenu (1–4 mm, obsah 4–6 %). Základná hmota býva pilotaxitická, mikropoikiliticko-trachytická, zrnito-pilotaxitická, mikrolitická.

Vrchnosarmatský až spodnopanónsky vek ($11,1 \pm 0,5$ mil. rokov) je doložený rádiometricky (tab. 1) z andezitu lávového prúdu vystupujúceho v juhovýchodnej časti stratovulkánu (PECSKAY et al., 1997).

52 hruboporfyrický hyperstenicko-augitický andezit bohatý na pyroxén

Lávové prúdy vystupujú najmä v juhovýchodnej časti formácie. Majú blokovitú odlučnosť. Je to charakteristický prevládajúci typ, ktorý vystupuje v dvoch varietách podľa obsahu pyroxénov. Typ bohatý na pyroxény obsahuje výrastlice plagioklasu (An_{79-58} , pričom má An_{79-75} v jadrovej populácii a An_{67-58} v okrajových lemoch, veľkosť 1–2 mm, ojedinele až 3 mm, obsah 25–35 %), augitu (En_{47-45} Fs_{15-14} Wb_{47-46} , 1–4 mm, ojedinele i viac, sčasti glomeroporfyrický, obsah 10–18 %), hyperstenu (En_{70-67} Fs_{29-26} $Wb_{3,30-2,90}$, 1–3 mm, ojedinele až 5 mm, obsah 6–10 %). Časté sú glomeroporfyrické zrasty veľkosti do 6–10 mm.

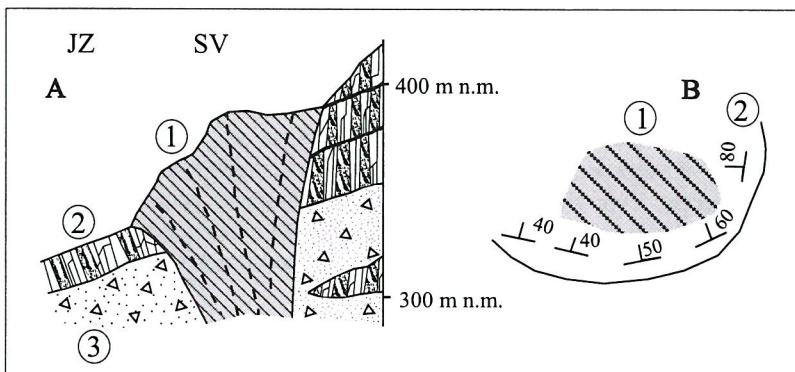
51 extrúzia afanitického leukokratného bazaltického andezitu

Na jz. stratovulkanickom svahu, v jeho nižšej úrovni, je sčasti preparované teleso kopovitej formy v oblasti kóty Drieň (345 m n. m.), tvorené leukokratným afanitickým andezitom tmavej farby. Vejárovitá stavba doskovitej odlučnosti podľa fluidálnych plôch indikuje formu extruzívneho typu (obr. 28). Výrastlice tvorí plagioklas do 2 mm (v priemere 1 mm – do 1 %), ojedinele drobný augit. Základná hmota je intersticiálna, s lištami plagioklasu a pyroxénu veľkosti 0,1–0,2 mm a s rekryštalizovanou mezostázou.

Úložné pomery telesa Drieň naznačujú možnú príslušnosť k formácii Vavrová.

50 neky hruboporfyrického hyperstenicko-augitického andezitu

Nek pyroxenického andezitu cca 1 km jz. od neku Hôrka je v oblasti kóty 543,1 m preparovaný cca 25 m nad terénom. Prierez je zhruba kruhový,



Obr. 28 Intruzívny prenik bazaltického andezitu na jz. svahu stratovulkánu Diel (V. Konečný, 1996)

A – rez: 1 – teleso bazaltického andezitu, 2 – lávové prúdy pyroxenického andezitu, 3 – epiklastické brekcie, B – schéma: 1 – teleso bazaltického andezitu, 2 – smer a sklon odlučnosti podľa fluidality

s rozmermi 80 x 90 m. Vo vrcholovej časti je opäť výrazná stĺpcová odlučnosť. Andezit je tmavosivý, s výrastlicami plagioklasu 2,2 mm (cca 30 %), hyperstenu do 1,8 mm (cca 10 %), augitu do 0,6 mm (cca 8 %) a zhlukmi zrn do 3–4 mm. Základná hmota je pilotaxitická, tvorená mikrolitmi plagioklasu do 0,01 mm a hnedým sklom.

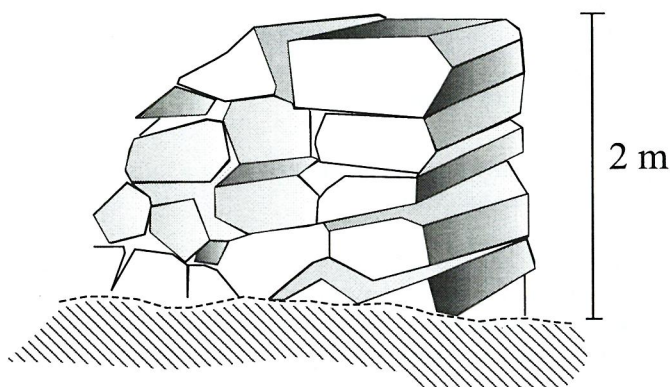
49 dajky pyroxenického andezitu

1. Preparovaná dajka pyroxenického andezitu (cca 10–15 m nad terénom) na západnom svahu v oblasti chrbta s kótou 587 m severne od kóty Hukov (645 m) v šírke 10–15 m a v dĺžke cca 350 m. V nižšej úrovni pri okraji pozorujeme výraznú doskovitú odlučnosť. V smere laminačných plôch 40° SZ/65° JV a vo vrchnej časti je stĺpcová odlučnosť kolmo na priebeh dajky. Dajka preráža cez pyroklastické brekcie. Andezit je stredno- až hruboporfyrický, plagioklas je do 3–4 mm (obsah cca 30 %), augit do 0,5 mm (obsah cca 2 %), hypersten do 0,8 mm (obsah cca 5 %). Základná hmota je trachyticko-mikrolitická, zrnitá.

2. Dajka v oblasti kóty 633 m, Majmová, je preparovaná v dĺžke cca 150 m a v šírke 20 m s priebehom zhruba v smere V–Z, so strmým priebehom plôch fluidality 90–80° na SZ (mapovacie body VV-334, VV-335). Andezit je strednoporfyrický, plagioklas do 2–3 mm, augit a hypersten do 2–2,3 mm. Základná hmota je mikrohypidiomorfná, mikrolitická, zrnitá. Dajka pyroxenického andezitu v smere SV–JZ v oblasti chrbta s kótou 891,9 m, Diel, je sčasti

preparovaná v dĺžke cca 350 m a v šírke 6 m, s doskovitou paralelnou a priečnou stĺpcovitou odlučnosťou (obr. 29). Andezit je tmavosivý, drobnoporfyrický, pri okraji mierne vezikulovaný a sčasti sklovitý (mapovacie body VIL-361-362). Výrastlice tvorí plagioklas do veľkosti 1,8 mm (obsah cca 25 %), hypersten do 0,8 mm (obsah cca 1 %), augit do 0,5 mm, zhluky do 1 mm (obsah cca 1 %). Základná hmota je trachytická, lišty majú veľkosť do 0,2–0,3 mm.

3. Dajka leukokratného pyroxenického andezitu na jv. svahu kóty 859 m, Diel, orientovaná v smere 345° sz., s dĺžkou cca 200 m a so šírkou 20 m. Odlučnosť je doskovitá. Výrastlice tvorí plagioklas do 1,5 mm (obsah cca 10 %), augit do 0,5 mm (obsah cca 1 %), hypersten do 0,5 mm (obsah cca 1 %). Základná hmota je trachytická, tvorená lištami plagioklasu do 0,1 mm.



Obr. 29 Schematický náčrt dajky pyroxenického andezitu s výraznou stĺpcovitou odlučnosťou kolmou na dĺžkový priebeh dajky (V. Konečný, 1996)

4. Dajka leukokratného pyroxenického andezitu nad severným svahom nad záverom doliny Levková (južne pod kótou 790,8 m), orientovaná zhruba v smere S–J, je rozpadnutá na bloky. Výrastlice tvorí plagioklas (1,5 mm, obsah cca 25 %), augit (do 1–1,2 mm, obsah cca 3 %), hypersten (do 1 mm, obsah cca 3 %). Základná hmota je mikroliticko-trachytická (lišty do 0,02–0,04 mm obtekajú výrastlice). Častá sú inklúzie andezitov s trachytickou základnou hmotou.

5. Dajka pyroxenického andezitu na východnom okraji Diel v oblasti chrbta s kótou 770,6 m, orientovaná v smere SV–JZ, je sčasti preparovaná v dĺžke cca 250 m a v šírke cca 15–20 m. Odlučnosť je bloková až stĺpcová, s priečnou orientáciou na priebeh dajky. Andezit je drobnoporfyrický, s výrastlicami plagioklasu do 2,2–2,5 mm (obsah cca 30 %), augitu do 2,5–3 mm (obsah cca 12 %) a hyperstenu do 3 mm (obsah

cca 8 %). Základná hmota je mikrolitická, zastretá magnetitom, sfarbená do sivočierna (mikrolity pod 0,01–0,02 mm).

Komplex centrálnej vulkanickej zóny

V závere doliny Levková na ploche cca 8 km² je komplex propylitizovaných efuzívnych hornín (pyroxenické andezity) preniknutý intrúziou dioritového porfýru. Najmladší člen intruzívnej aktivity predstavujú dajky pyroxenických andezitov s premenlivým obsahom amfibolu, ktoré vo väčšine prípadov patria ku komplexu Diel. Dajky týchto andezitov v oblasti centrálnej zóny vystupujú vo vyšších úrovniach vnútorných svahov nad záverom doliny Levková. Dajky predstavujú smerovo orientované telesá s priemernou šírkou 5–12 m a sledovanou dĺžkou 80–100 m, ojedinele do 450 m. V niektorých prípadoch pozorujeme stĺpcovú odľučnosť s kolmou orientáciou na okolité horniny.

48 propylitizovaný komplex leukokratných a hyperstenicko-augitických andezitov

Propylitizovaný komplex efuzívnych hornín vystupuje na východnom svahu Čierťaž nad dolinou Levková a sčasti na východnom svahu s kótou 753 m.

Na základe petrografického štúdia v rámci mapovacích prác je vyčlenených niekoľko typov andezitov, ktoré na mape nevyčleňujeme:

Pyroxenický leukokratný andezit s výrastlicami plagioklasu do veľkosti 2,5 mm (ojedinele do 3 mm, obsah cca 30 %), augitu (veľkosť do 1 mm, obsah cca 3 %), hyperstenu (veľkosť do 1,2 mm, obsah cca 2 %), amfibolu (veľkosť do 1 mm, opacitizovaný, obsah cca 1–2 %). Základná hmota je mikroliticko-poikilitická, mikrotrachytická (mikrolit plagioklasu do veľkosti 0,02 mm – 0,05 mm) až trachytická (lišty plagioklasu do veľkosti 0,2 mm). Uvedený typ je rozšírený v spodnej až strednej úrovni doliny Levková.

Pyroxenický andezit bohatý na tmavé výrastlice má výrastlice plagioklasu (do veľkosti 1,5 mm, obsah cca 15–20 %), augitu (do veľkosti 1,5–2 mm, obsah cca 20 %), hyperstenu (do veľkosti 1,5–1,8 mm, obsah cca 8 %). Základná hmota je mikroliticko-trachytická (lišty plagioklasu do veľkosti 0,3–0,4 mm). Andezit tohto typu vystupuje južne od centrálnej zóny v najnižších úrovniach východného svahu doliny Levková.

Pyroxenický andezit (hyperstenicko-augitický) s výrastlicami plagioklasu (do veľkosti 2,0–2,5 mm, obsah cca 25 %), augitu (do veľkosti 1,8–2,0 mm, obsah cca 10–12 %), hyperstenu (do veľkosti 1,5 mm, obsah cca 8–10 %). Základná hmota je mikrohypidiomorfné mikrolitická (drobné až izometrické lišty plagioklasu).

klasu do veľkosti 0,2 mm a drobnejšie zrná pyroxénov a magnetitu). Uvedený typ je rozšírený vo vrchných úrovniach východného svahu doliny Levková až po hrebeň Dielu.

47–46 porfyrický diorit a dioritový porfýr

Intrúzia dioritového porfýru vystupuje na severných svahoch nad záverom doliny Levková. V rámci intrúzie pozorujeme variabilný vývoj. Centrálnjšiu časť telesa reprezentuje chrbát nad záverom doliny pri styku s východným svahom (kóty 566 m a 631 m – v smere do sedla severne od kóty 859 m, Diel), kde vystupuje dioritový porfýr v najhrubo-zrnnejšom vývoji. Hornina je masívna, modrosivá, mierne propylitizovaná, s blokovou odlučnosťou. Výrastlice tvorí plagioklas (do veľkosti 1,8–2,0 mm, obsah cca 30 %), augit (do veľkosti 2,0–2,5 mm, obsah cca 8–10 %), hypersten (do veľkosti 2 mm, ojedinele až do 3 mm, obsah cca 6 až 8 %). Základná hmota je hypidiomorfne až allotriomorfne zrnitá (lišty do veľkosti 0,1–0,2 mm). V strednej časti svahu je priechod do hrubo-zrnnej dioritovej štruktúry základnej hmoty s lištami plagioklasu 0,1–0,6 mm a hypidiomorfne zrnitou zvyšujúcou časťou základnej hmoty. Hornina v tejto časti nadobúda charakter až porfyrického dioritu.

V západnej časti severného svahu nad dolinou Levková prevládajú fácie s relatívne jemnozrnnejším vývojom základnej hmoty (lišty plagioklasu do veľkosti 0,1 mm a zvyšok základnej hmoty hypidiomorfne až allotriomorfne zrnité). Hornina v tejto oblasti má charakter dioritového porfýru.

Centrálnjšia časť telesa je relatívne menej postihnutá hydrotermálnymi premenami (chloritizácia po trhlínach tmavých minerálov), zatiaľ čo okrajové časti telesa (západná časť svahu) sú výraznejšie alterované (pyroxény sú plošne chloritizované a sčasti karbonatizované, chloritizácia postihuje základnú hmotu). Intenzita chloritizácie narastá v smere k okraju telesa pri jeho styku s okolitým horninovým prostredím.

45 hydrotermálno-explozívna brekcia

Hydrotermálno-explozívna brekcia je zistená na severnom svahu v nadmorskej výške 760 m. Brekciu tvoria alterované úlomky dioritového porfýru až dioritu v detritickom, intenzívne chloritizovanom a limonitizovanom matrixe s úlomkami pemzy.

Formácia Diel

Formácia Diel predstavuje najmladšie produkty stavby stratovulkánu a tvoria ju len relikty lávových prúdov amfibolicko-pyroxenických andezitov.

Pomenovanie dostala podľa kóty 891,9 m, Diel. K najmladším produktom patria aj dajky a neky pyroxenicko-amfibolických andezitov.

44 amfibolicko-pyroxenický andezit

Relikty lávových prúdov amfibolicko-pyroxenického andezitu tvoria vrcholové časti kót 891,9 m a Diel (858,3 m) vo východnej časti stratovulkánu. Andezit je stredno- až hruboporfyrický. Výrastlice zastupuje plagioklas (An_{60-70} , veľkosť do 3 mm, obsah 25–30 %), augit (veľkosť 1,0–3,0 mm, v glomeroporfyrických zhlukoch 5 až 6 cm, obsah 4–10 %), hypersten (veľkosť 1,0–2,0 mm, obsah 2–6 %). Amfibol je prevažne opacitizovaný, s veľkosťou 0,5–2,0 mm, ojedinele 1 cm a tvorí 1–3 % výrastlíc. Základná hmota je pilotaxitická, mikrolitická, s hojným pigmentom magnetitu.

43 extrúzie amfibolicko-pyroxenických andezitov

Na severnom stratovulkanickom svahu, nad kótou 645,2 m nad dolinou Bystrá, je mapovaním vymedzené teleso amfibolicko-pyroxenického andezitu extruzívneho typu (fototab. VII, obr. 3) s rozmermi cca 200 x 300 m, vystupujúce v prostredí epiklastických brekcií a redeponovaných pemzových tufov. Andezit je strednoporfyrický, s výrastlicami plagioklasu do 1–2 mm, amfibolu do 3 mm. Pri okraji telesa je andezit sklovitý a zbrekciovatý. Petrografický charakter indikuje príslušnosť k najmladšiemu komplexu Diel.

42 a, b neky pyroxenicko-amfibolického andezitu a pyroklastické brekcie

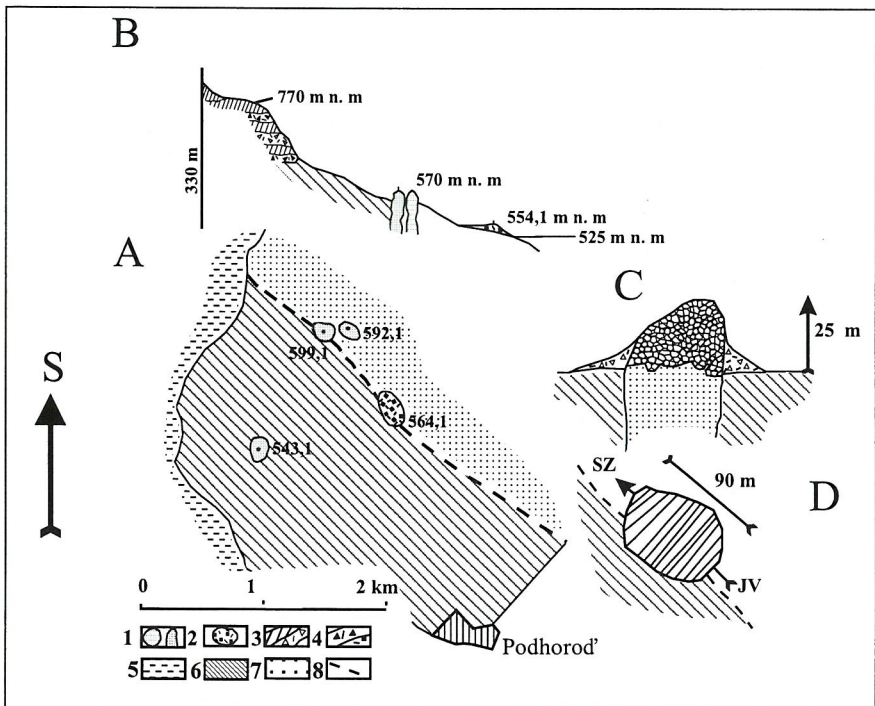
1. Nek pyroxenicko-amfibolického andezitu v oblasti kóty 599,1 m, Hôrka, s rozmermi 60 x 50 m, orientovaný v smere ZSZ–VJV, je preparovaný a prevyšuje okolitý terén o 25–30 m. Vo vrcholovej časti neku je výrazná stĺpcová odlučnosť, pričom orientácia stĺpcov je kolmo na os v smere 325° na SZ. Pri okraji je pásmo napenenia a brekciácie. Andezit je nehomogénne porfyrický, výrastlice plagioklasu do veľkosti 0,8 mm (obsah cca 3–4 %), hyperstenu do veľkosti 1,2 mm (obsah cca 1 %), amfibolu do 0,8 mm (obsah cca 3–4 %), augitu do 1 mm (obsah cca 1–2 %).

2. Nek pyroxenicko-(?hyperstenicko)-amfibolického andezitu v oblasti kóty 592,0 m s rozmermi 65 x 45 m je podobne preparovaný nad okolie, cca 15–20 m. Vo vrcholovej časti je stĺpcová odlučnosť, orientovaná podľa smeru 225/35°. Andezit je porfyrický, s výrastlicami plagioklasu do veľkosti 1 mm – ojedinele do 2,2 mm (obsah cca 20 %), amfibolu do veľkosti 1,2 mm a zhluky zrn do veľkosti 3 mm (obsah cca 6 %), hyperstenu do veľkosti 0,5 mm (obsah cca 1–2 %).

Základná hmota je trachytická, tvorená lištami plagioklasu do veľkosti 0,4–0,6 mm a drobnejšími zrnami pyroxénu, plagioklasu a magnetitu. Ojedinele je prítomný xenokryst granátu s reakčným lemom.

3. Juhovýchodne od neku Hôrka (cca 1 km) je v oblasti kóty 554,1 m relik pyroklastických brekcií. Brekciu tvoria bloky s napenenou stavbou do veľkosti 30 až 40 cm a tufovo-lapilovým matrixom s vyšším obsahom pemzy. Mikroskopicky matrix tvoria úlomky s trachytickou základnou hmotou (cca 80 %), so sideritovou základnou hmotou, mikrolitickou základnou hmotou, úlomkami pieskocov, zrnami zaobleného kremeňa a detritickým polymiktným matrixom. Brekcia vzhľadom na polymiktnosť materiálu môže predstavovať výplň diatrémy.

Neky pyroxenicko-amfibolických andezitov (obr. 30) korešpondujú s najmladším komplexom Diel.



Obr. 30 Andezitové neky severne od obce Podhorod' (V. Konečný, 1996)

1 – nek (A, D – schéma, B, C – rez), 2 – pyroklastická brekcia, 3 – vulkanické produkty (lávové prúdy a epiklastiká) stratovulkánu Diel, 4 – vulkanické produkty (pyroklastiká stratovulkánu Diel, 5 – vulkanické produkty (vcelku) stratovulkánu Diel, 6 – pročské vrstvy (magurský paleogén), 7 – strihovské súvrstvie (magurský paleogén), 8 – zlomová zóna

41 dajky pyroxenického andezitu s amfibolom

1. Dajka na západnom svahu Lazy pri kóte 629,4 m pyroxenického andezitu s amfibolom, sčasti preparovaná, s celkovou dĺžkou cca 250 m a šírkou do 20 m, preniká cez pyroklastické brekcie. Orientácia je v smere 330° na SZ. Odlučnosť je bloková. Andezit je stredno- až hruboporfyrický, plagioklas má veľkosť do 3 mm (cca 25 %), hypersten do 1,5–2,0 mm (cca 8 %), augit do 1 mm (cca 10 %), amfibol do 2,5 mm a je opacitizovaný (cca 2–3 %).

2. Dajka pyroxenického andezitu s amfibolom nad dolinou Bystrá na chrbte pod kótou 835 m je sčasti preparovaná v dĺžke 8 m a v šírke 3–4 m. Odlučnosť je doskovitá podľa strmých plôch (225°/80–90°). Andezit je tmavý, porézny, s výrastlicami plagioklasu do veľkosti 1,5 mm (obsah cca 30 %), augitu do veľkosti 0,8 mm (obsah cca 4 %), hyperstenu do veľkosti 1 mm (obsah cca 2 %), amfibolu do veľkosti 0,8 mm (obsah cca 1 %). Základná hmota je trachytická (lišty do veľkosti 0,2–0,3 mm).

3. Dajka na svahu od kóty 858,3 m, Diel, v záreze lesnej cesty preráža cez dioritový porfýr v šírke cca 8 km. Odlučnosť je stĺpcová, s kolmou orientáciou na okolité prostredie. Uvedená dajka obsahuje do 30 % plagioklasu a chloritizované pyroxény do 2–4 %. Štruktúra základnej hmoty je mikroliticko-hyalinná. Ojedinele je prítomný aj amfibol.

4. Dajka pyroxenického andezitu, cca 400 m južnejšie v oblasti chrbta Diel, orientovaná v smere 40°/90° so šírkou 6–10 m a s dĺžkou cca 250 m, je tvorená drobnou až strednoporfyrickým pyroxenickým andezitom (plagioklas 1–2 mm). Dajka je preparovaná v podobe steny. Odlučnosť je blokovitá.

40 dajky amfibolicko-pyroxenického andezitu

1. Prienik dajky na chrbte pod kótou 880 m v záreze lesnej cesty cez dioritový porfýr v šírke 0,5–1,5 m, smer 45°/70°.

2. Dajka na chrbte s kótou 880 m, na západ od predchádzajúcej dajky – v podobnej pozícii.

3. Dajka na západnom svahu nad dolinou Levková v záreze cesty, sčasti preparovaná.

4. Dajky pri južnom okraji centrálnej zóny v záreze cesty na svahu nad potokom Žiarovnica prerážajú cez redeponované pyroklastiká.

Tieto dajky sú charakteristické mikrolitickou základnou hmotou (dajka č. 1, 2, 3) až trachytickou základnou hmotou (dajka č. 4). V dajkách sú časté uzatvoreneniny okolitých hornín (najmä dioritového porfýru). V okrajových častiach sa vyznačujú sklovitejším vývojom základnej hmoty a zvýšenou vezikuláciou. Premeny reprezentuje chloritizácia tmavých minerálov a mierna karbonatizácia.

Priestorové rozloženie a orientácia dajok naznačuje väzbu na radiálny systém vo vzťahu k centrálnej zóne. Petrografické zloženie dajok indikuje pravdepodobnú príslušnosť k najmladšej formácii Diel.

5. Dajka amfibolicko-pyroxenického andezitu na východnom svahu pod kótou 787,5 m, Veľká Vavrová, je preparovaná cca 10 m nad terénom s celkovou dĺžkou cca 70 m, orientovaná v smere VSV–ZJZ. Výrastlice tvorí plagioklas do veľkosti 2,5 mm (obsah cca 20 %), augit do veľkosti 1 mm (obsah cca 2 %), hypersten do veľkosti 2,5–3 mm (obsah cca 3 %), amfibol do veľkosti 2–3 mm (drobné zrná sú úplne chloritizované). Základná hmota je trachytická, lišty majú veľkosť do 0,2–0,3 mm.

6. Dajka na svahu nad záverom doliny Bystrá (fototab. VI, obr. 3) južne od kóty 893,3 m, orientovaná v smere S–J, s dĺžkou cca 100 m a šírkou cca 2,5 mm, preniká cez pyroklastické brekcie a lávový prúd. Andezit je hruboporfyrický, plagioklas dosahuje veľkosť 5 mm, tmavé výrastlice do 2 mm. Odlučnosť je stĺpcovitá, kolmá na priebeh dajky.

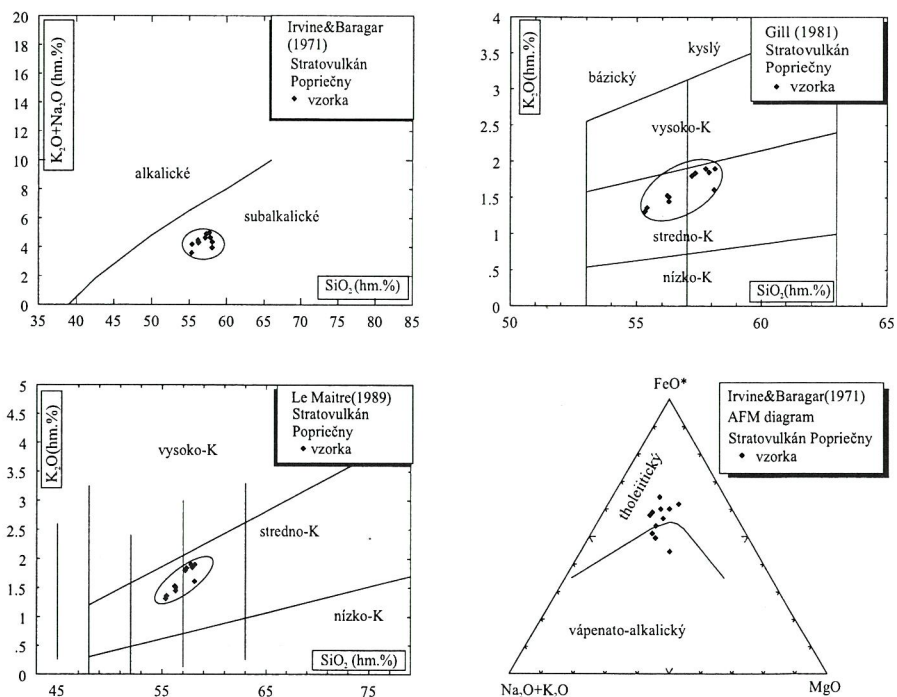
STRATOVULKÁN POPRIEČNY

Najvýchodnejšie situovanú vulkanickú štruktúru na našom území predstavuje stratovulkán Popriečny. Vystupuje juhovýchodne od stratovulkánu Diel, a to v priestore ohraničenom obcami Iňovce a Podhorod' (na severe), Choňkovce a Tibava (na západe), Vyšným Nemeckým (na juhu) a štátnou hranicou s Ukrajinou (na východe). Prevažná časť vulkanickej štruktúry sa nachádza mimo nášho územia, na území Ukrajiny

Stratovulkán dostal pomenovanie podľa kóty Popriečny (994,4 m n. m.). SLÁVIK in ORLICKÝ et al. (1970) vyčlenil formáciu Valaškovce, pričom v nej charakterizoval aj jej vrchný komplex ako Popriečny – Vihorlat. Tento komplex reprezentuje vrchné časti opisovaných stratovulkánov. KALIČIAK et al. (1984) na základe litofaciálnej analýzy vyčlenili stratovulkán Popriečny, pričom definovali spodnú štruktúrnú etáž reprezentovanú komplexom Popriečny a vrchnú štruktúrnú etáž charakterizovanú komplexom Petrovce. ŽEC et al. (1996) charakterizovali tieto komplexy ako formácie.

Na svahoch Sobraneckého potoka (na sz. strane) sa stratovulkán stýka s fáciami stratovulkánu Diel, ktoré prekrývajú najmä produkty jeho spodnej štruktúrnej etáže. Samotný stratovulkán je charakterizovaný celým radom facií, ktoré reprezentujú proximálnu a distálnu vulkanickú zónu na jeho západnej strane. Distálnu vulkanickú zónu v značnej miere prekrývajú hrubé polohy kvartérnych sedimentov. Fácie centrálnej vulkanickej zóny vystupujú na území Ukrajiny.

Pri severnom okraji v podloží stratovulkánu vystupujú v smere od J na S sedimenty vnútrokarpatského a magurského paleogénu, medzi ktorými sa nachádza



Obr. 31 Taxonomické rozdelenie hornín stratovulkánu Popriečny (B. Žec, 1996)

segment bradlového pásma (fototab. V, obr. 3). V bezprostrednom podloží stratovulkanickej stavby sv. od Beňatiny vystupuje ryodacitové teleso extruzívneho charakteru strednosarmatského veku.

Najvyššiu nadmorskú výšku – okolo 1 000 m – dosahujú kóty Vetrová skala a Popriečny, pričom celý masív je v značnej miere postihnutý silnou eróziou a rozčlenený radiálne orientovanými, rôzne hlbokými údoliami.

Na základe litologicko-petrografického štúdia jednotlivých facií, ako aj vulkanologicko-štruktúrnej analýzy stavby stratovulkánu vyčleňujeme:

1. formáciu Popriečny,
2. formáciu Petrovce.

Formácia Popriečny predstavuje fundamentálnu časť stratovulkánu. V prevažnej miere ju budujú lávové prúdy afanitického až strednoporfyrického pyroxenického andezitu vo vrchnejšej časti, ale aj redeponované pyroklastické a epiklastické uloženiny v distálnej vulkanickej zóne. Epiklastické vulkanické uloženiny tvoria epiklastické pieskovce, brekie a konglomeráty.

Formácia Petrovce je dominantne charakterizovaná produktmi efuzívnej aktivity, a to lávovými prúdmi stredno- až hruboporfyrických pyroxenických a leukokratných andezitov. Ojedinele sú zachované polohy pyroklastického materiálu, tvorené pemzovými tufmi s vložkami epiklastických siltovcov až brekcií.

Na základe rádiometrického veku (tab. 1) z vybraných litofácií stratovulkánu vulkanická aktivita pulzovala v rozpätí stredný sarmat – spodný panón, t. j. 11,7–10,0 mil. rokov (PECSKAY et al., 1997). Na základe geochemických údajov (tab. 9) sme vybrané vzorky zaradili do klasifikačných diagramov (obr. 31). V klasifikačnom diagrame $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2 všetky horniny majú subalkalickú povahu a reprezentujú strednodraselné andezity. Podľa AFM diagramu horniny zodpovedajú Ca-alkalickému trendu.

Celkovo má stratovulkán Popriečny výrazne asymetrickú stavbu smerom od severu na juh, spôsobenú rôzne stúpajúcim podložím v období vulkanickej aktivity a postvulkanickou subsidenciou jednotlivých blokov.

Formácia Popriečny

Efuzívno-explozívna formácia Popriečny predstavuje spodnú štruktúrnú etáž stratovulkánu a dominantným spôsobom sa prejavuje v jeho stavbe. Zahŕňa relikv strotovulkanického kužeľa, proximálnu a distálnu vulkanickú zónu. Hrúbka formácie je značne variabilná. Formácia dostala pomenovanie podľa kóty 994,4 m, Popriečny.

Na stavbe kužeľa, erozívne „obnaženého“ hlbokými eróznymi zárezmi dolín Koromlianskeho potoka, Suchého potoka, Syrového potoka a doliny pod Stredným Temlovom, sa v značnej miere podieľajú autochtónne pyroklastiká. V rámci nich charakterizujeme nepravidelne sa striedajúce polohy hruboblokových aglomerátov, vulkanických brekcií, lapilovo-pemzových a popolových uloženín. Vo vyšších úrovniach kužeľa vystupujú tenké a často zbrekčovatené lávové prúdy drobnoporfyrického až strednoporfyrického pyroxenického andezitu, striedané s tenkými polohami autochtónnych pyroklastík. Proximálnu vulkanickú zónu formácie v západnej až juhozápadnej časti stratovulkánu v oblasti obcí Priekopa a Porúbka tvoria prevažne vulkanoklastiká, zastúpené redeponovanými pyroklastikami a súvrstviami epiklastických pieskoviec a siltovcov, ktoré indikujú fluviaľno-limnické prostredie uloženia. Vo vyšších úrovniach sú prekryté súvrstviami epiklastických konglomerátov a pieskoviec. Lávové prúdy dosahujú hrúbku niekoľko metrov (25–30 m) a ich orientácia zreteľne poukazuje na existenciu paleoúdolí, ktoré sa vyvíjali na svahoch vulkánu vo vývojových štádiách spodnej vulkanickej stavby. Sú zložené prevažne z drobnoporfyrického až strednoporfyrického hyperstenicko-augitického andezitu a leukokratného andezitu. Distálna vulkanická zóna komplexu je zložená najmä z epiklastických

Tab. 9 Vybrané geochemické údaje – stratovulkán Popriečny (B. Žec, 1996)

Stratovulkán Vzorka Typ horniny Charakter	Popriečny VG-17 baz.and. láv.prúd	Popriečny VG-18 baz.and. láv.prúd	Popriečny VG-19 andezit láv.prúd	Popriečny VG-41 andezit láv.prúd	Popriečny VG-42 andezit láv.prúd	Popriečny VG-43 baz.and. láv.prúd
Por. číslo	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	55,33	57,19	57,33	58,13	57,75	56,28
TiO ₂	0,79	0,74	0,89	0,85	0,85	1,34
Al ₂ O ₃	16,68	18,23	19,20	19,55	18,48	17,67
Fe ₂ O ₃	8,63	6,61	6,37	4,75	6,18	9,23
FeO	5,99	3,19	2,17	2,96	2,99	4,96
MgO	4,92	3,21	1,80	2,51	2,25	3,05
MnO	-	-	-	-	-	-
CaO	9,61	8,46	8,41	5,66	8,56	8,36
Na ₂ O	2,28	2,82	3,05	2,43	3,08	2,84
K ₂ O	1,31	1,80	1,84	1,90	1,90	1,45
P ₂ O ₅	0,09	0,13	0,13	0,11	0,12	0,13
H ₂ O ⁺	0,39	0,26	0,36	1,39	0,35	0,27
H ₂ O ⁻	0,33	0,43	0,98	1,06	0,73	0,43
str, žih,	-	-	-	-	-	-
Total	100,36	99,88	100,35	98,34	100,25	101,05
Cr	83	88	37	48	50	24
Ni	23	35	24	32	29	<5
Sc	29,0	19,8	18,5	20,7	16,5	23,2
V	160	125	119	142	110	71
Cu	23	65	67	33	55	20
Zn	24	36	39	35	34	48
Rb	31	48	48	71	62	44
Ba	254	388	402	454	400	286
Sr	258	291	307	231	308	250
Nb	9	11	11	12	13	10
Zr	80	115	118	120	114	105
Th	1	2	2	1	<1	<1
La	12	16	19	17	16	15
Ce	24	29	31	30	28	28
Pr	-	-	-	-	-	-
Nd	12	17	19	17	16	17
Sm	3	3	4	3	3	3
Eu	0,7	0,6	0,9	0,8	0,8	0,9
Gd	4,1	3,8	4,7	3,0	2,8	3,6
Tb	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Dy	3,1	3,3	4,1	3,5	3,0	4,2
Er	-	-	-	-	-	-
Yb	1,7	1,7	2,2	1,9	1,6	2,3
Lu	0,5	0,4	0,5	0,2	0,2	0,2

Stratovulkán Vzorka Typ horniny Charakter	Popriečný VG-44 baz.and. láv.prúd	Popriečný VG-46 baz.and. láv.prúd	Popriečný VG-47 baz.and. láv.prúd	Popriečný VG-48 andezit láv.prúd	Popriečný VG-49 andezit láv.prúd
Por. číslo	7	8	9	10	11
SiO ₂	55,40	56,28	56,21	57,89	58,10
TiO ₂	1,09	1,03	1,00	0,94	0,89
Al ₂ O ₃	18,03	19,01	18,84	16,50	16,67
Fe ₂ O ₃	7,84	6,66	6,79	7,81	7,71
FeO	3,99	3,24	4,06	4,10	4,97
MgO	3,19	2,40	2,65	3,90	3,99
MnO	-	-	-	-	-
CaO	9,49	9,50	9,30	7,59	7,65
Na ₂ O	2,81	2,83	2,95	2,80	2,34
K ₂ O	1,36	1,51	1,53	1,85	1,61
P ₂ O ₅	0,13	0,12	0,13	0,14	0,10
H ₂ O ⁺	0,30	0,18	0,27	0,34	0,36
H ₂ O ⁻	0,44	0,53	0,49	0,40	0,69
str, žih,	-	-	-	-	-
Total	100,08	100,05	100,17	100,15	100,11
Cr	38	35	34	61	62
Ni	27	21	12	31	11
Sc	22,0	18,4	18,0	22,2	24,7
V	134	81	93	103	111
Cu	20	200	16	17	13
Zn	34	34	27	42	27
Rb	41	46	41	58	41
Ba	288	569	304	351	302
Sr	280	276	302	257	231
Nb	12	11	13	13	11
Zr	109	107	121	139	104
Th	<1	<1	<1	3	<1
La	15	15	18	21	17
Ce	26	25	31	37	29
Pr	-	-	-	-	-
Nd	17	16	20	23	18
Sm	3	3	3	4	3
Eu	0,9	0,9	1,0	0,9	0,7
Gd	3,3	3,1	2,7	4,1	3,1
Tb	<1	<1	<1	<1	<1
Dy	3,7	3,7	2,8	4,7	3,6
Er	-	-	-	-	-
Yb	2,1	2,0	1,5	2,6	2,1
Lu	0,3	0,2	0,1	0,2	0,4

pieskovcov a siltovcov (v oblasti obcí Kolibabovce a Porúbka) s tenkými vložkami epiklastických konglomerátov. V značnej miere je prekrytá hrubými polohami kvartérnych sedimentov.

Lávové prúdy formácie Popriečny tvoria významnú zložku jej stavby. Majú malú až strednú hrúbku, ktorá narastá so zmenou vzdialenosti od centra. Hrúbka sa pohybuje v rozmedzí od 10 do 35 m. V spodnej časti ich spravidla buduje doskovito odlučný andezit s prechodom do blokovej odlučnosti (napr. mapovací bod VBŽ-285, dolina Suchého potoka). Na báze je často vyvinutá brekciácia a výrazná oxidácia s hrúbkou do 2 m. Vo vrchnej časti prúdov je vyvinuté intenzívnejšie napenenie (litofýzy do 2–5 cm), oxidácia a sklovitejší charakter. Lávové prúdy sú uložené s periklinálnymi úklonmi 20–28°. Z petrografického hľadiska komplex budujú prevažne drobn- až strednoporfyrické hyperstenicko-augitické andezity, strednoporfyrické andezity s veľkými výrasticami pyroxénov (augitov) a leukokratné andezity.

39 epiklastické vulkanické pieskovce s polohami konglomerátov

Uloženíny epiklastických vulkanických pieskovcov vystupujú v povrchových odkryvoch južne od obce Vojnatina a v blízkosti obce Porúbka, kde prevládajú polohy stredno- až hrubozrnných pieskovcov s vložkami konglomerátov až drobných opracovaných klastík. Konglomeráty tvoria nepravidelne sa vyklíňujúce polohy v hrúbke až do 1,5 m. Tento typ uloženín vystupuje v podloží epiklastických vulkanických brekcií a konglomerátov, resp. sa s nimi prelína.

38 epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty

Sú charakteristické pre oblasť východne od obce Porúbka a severovýchodne od obce Priekopa. Brekcie sa vyznačujú silno variabilnou proporciou matrixu a fragmentov. Fragmentsy reprezentujú niekoľko typov andezitov – leukokratný andezit, drobn- až strednoporfyrický pyroxenický andezit. Matrix je hrubo piesčitý, slabo triedený. Tufová substancia predstavuje cca 10 %. Konglomeráty tvoria nepravidelne sa vyklíňujúce polohy v hrúbke od 0,5 do 2,0 m. Fragmentsy dosahujú veľkosť 10–25 cm.

37 redeponované pemzové tufy

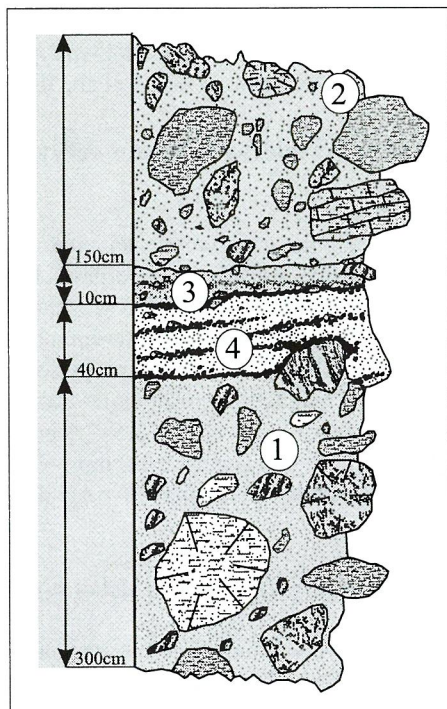
Výraznejšie akumulácie sa vyskytujú v oblasti svahov vrchov Drienkov a Paškov nad obcou Porúbka. Polohy pemzových redeponovaných tufov sa strieďajú s vložkami, resp. polohami epiklastických pieskovcov a siltovcov. Úlomky pemzy sú angulárne, svetložltej až žltohnedej farby, do veľkosti 2–5 cm, ojedinele do 10 cm. Zriedkavejšie sa vyskytujú aj úlomky drobnoporfyrických až strednoporfyrických pyroxenických andezitov (do 5 cm).

36 redeponované pyroklastiká (brekcie a tufy – nečlenené)

Vystupujú na západných až juhozápadných svahoch stratovulkánu. Tvoria polohy samostatne alebo v rámci redeponovaných pemzových tufov. Okrem pemzového materiálu sú prítomné pravidelné drobné úlomky napenených andezitov do 5–15 cm. Redeponované pyroklastiká sa vyznačujú výraznejším triedením a opracovanosťou fragmentov. Matrix sa vyznačuje vysokým podielom pemzy.

35 autochtónne aglomeráty a pyroklastické brekcie

Formácia Popriečny je charakteristická prevahou explozívnych fácií nad efuzívnymi. V závere dolín Suchého potoka a Surového potoka vystupujú autochtónne pyroklastiká, reprezentované najmä aglomerátmi, vulkanskými brekciami v striedaní s lapilovými pemzovými a popolovými uloženinami (obr. 32).



Obr. 32 Schematický náčrt autochtónnych pyroklastík vulkanického kužela stratovulkánu Popriečny (B. Žec, 1996)

1 - aglomeráty, 2 - vulkánske brekcie až aglomeráty, 3 - lapilovo-pemzové uloženiny, 4 - lapilové uloženiny

Pyroklastický materiál je uložený v polohách od 0,5 do 15 m. Blokové aglomeráty tvoria bloky napenenej lávy, ako aj bomby typu chlebovej kôrky a karfiolové bomby. Ich veľkosť sa pohybuje v rozmedzí od 0,5 do 1,0 m. Vulkanickú brekciu tvoria fragmenty lávy a bomby. Zloženie fragmentov sa pohybuje od strednoporfyrických po drobnoporfyrické pyroxenické andezity.

Lapilové, pemzové a popolové uloženiny vytvárajú vrstvy do maximálnej hrúbky ~30 cm s nadmerným obsahom kryštálov minerálov (do veľkosti 0,5 až 1,0 cm). Lapilové a pemzové uloženiny (vločky hrubé ~40 cm) tvorí žltohnedá angulárna až subangulárna pemza veľkosti 1–5 cm a lapily do veľkosti 3 cm. Ojedinele tvorí pemza 50–60 %.

Matrix je tufový až tufovo-troskový, so znakmi spekania. Pomer blokov až bômb k matrixu je variabilný a pohybuje sa v rozmedzí od 40 : 60 do 60 : 40. Prítomný je aj tzv. mantle bedding, t. zn. obaľovanie reliéfu väčšieho bloku drobnejším materiálom.

Na základe spomínaných charakteristík explozívne produkty reprezentujú vulkány typ explozívnej erupcie (sensu WRIGHT et al., 1980).

34 strednoporfyrický pyroxenický andezit s veľkými výrastlicami augitov

Andezity tohto typu vystupujú v najvrchnejšej pozícii formácie Popriečny v striedaní s autochtónnymi pyroklastikami v oblasti Bačkajovského vrchu, Čerteže, Hornianskych vrchov, Stožku a i. Môžu reprezentovať až bazaltický typ andezitu. Charakteristická je pilotaxitická až intergranulárna základná hmota, tvorená lištičkami bázického plagioklasu, zrnkami pyroxénov s prítomnosťou pigeonitu a malým množstvom magnetitu a rekryštalizovaného skla.

Výrastlice tvorí plagioklas (An_{70-80} , veľkosť 1,5–2,0 mm; obsah 20 %), augit (veľkosť 2–3 mm; 5–10 %), hypersten (veľkosť 1,0 mm; obsah 1–5 %). Často sú prítomné glomeroporfyrické zhluky pyroxénov a plagioklasov do veľkosti až 5 mm.

33 drobnoporfyrický hyperstenicko-augitický andezit

Sú charakteristické blokovou odlučnosťou. Vystupujú v západnej časti formácie. Andezity tohto typu budujú prevažnú časť komplexu Popriečny. Medzi najčastejšie sa vyskytujúce variety patrí typ bohatý na pyroxén. Výrastlice zastupuje plagioklas (An_{70-75} , veľkosť 1–3 mm; obsah 25–30 %), augit (0,5–2,0 mm; obsah 3–8 %), hypersten (0,5–1,5 mm; obsah 3–5 %). Glomeroporfyrické zhluky sa vyskytujú len veľmi sporadicky. Základná hmota býva pilotaxitická, hyalopilitická, ojedinele mikropoikilitická.

V obmedzenej miere vystupujú v komplexe variety chudobnejšie na pyroxény, kde výrastlice zastupuje plagioklas (An_{70} , veľkosť 0,5–2,0 mm; obsah 20 %), pyroxén (veľkosť 0,5–1,0 mm; obsah 3–5 %) a riedkoporfyrické variety tvorené plagioklasom (obsahu do 10 %) a pyroxénmi (obsahu do 5 %).

Stredno(?) - až vrchnosarmatský vek, $11,7 \pm 0,5$ mil. rokov a $10,6 \pm 0,5$ mil. rokov (PECSKAY et al., 1997), je doložený rádiometricky (tab. 1) z andezitu lávových prúdov vystupujúcich východne od obce Koňuš.

32 leukokratný andezit

Lávové prúdy tohto typu vystupujú sporadicky (napr. západne od Bačkajovského vrchu) a väčšinou sa vyskytujú na báze lávových prúdov strednoporfyrických andezitov s veľkými výrastlicami pyroxénov. Výrastlice sú zastúpené len ojedinele plagioklasom (veľkosť 0,5–1,5 mm; obsah do 5–10 %), augitom (do 1,0 mm; obsah 1–2 %) a hyperstenom (do 1,0 mm; obsah 1–2 %). Základná hmota je pilotaxitická až trachytická.

31 dajky drobnoporfyrického pyroxenického andezitu

Preparovaná andezitová dajka drobnoporfyrického andezitu vystupuje asi 1 500 m severozápadne od kóty Bačkajovský vrch (958,4 m n. m.). Dajka preráža cez autochtónne pyroklastiká, a to blokové aglomeráty a vulkánske brekcie. Šírka dajky kolíše od 10 do 15 m, dĺžka je do 50 až 60 m. Odlučnosť andezitu je doskovitá, paralelná s okrajmi dajky. Je možné pozorovať aj prechod k blokovej odlučnosti. Dajka má sz.-jv. priebeh a reprezentuje ju drobnoporfyrický pyroxenický andezit.

Andezit tvoria porfyrické výrastlice plagioklasu (veľkosť do 2 mm; obsah 10–20 %), augit a hypersten (veľkosť do 1–2 mm; obsah do 10 %). Štruktúra základnej hmoty je pilotaxitická.

Formácia Petrovce

Formácia Petrovce reprezentuje vrchnú štruktúrnú etáž a v podstatnej miere pozostáva z produktov efuzívnej aktivity, ktorá je tu dominantná. Pomenovanie dostala podľa obce Petrovce. V porovnaní so spodnou vulkanickou etážou sú autochtónne a redeponované pyroklastiká zastúpené sporadicky a vystupujú ojedinele v podloží lávových prúdov, čo však indikuje explozívny charakter počiatkovej fázy formácie. Priestorové rozloženie reliktovej lávových prúdov na povrchu staršej stavby poukazuje na výplne erozívnych paleodóli, orientovaných radiálne na pozíciu eruptívneho centra. V smere od severu na juh to sú:

1. paleoúdolie sz.-jv. smeru od štátnej hranice v smere na Beňatinský les,
2. paleoúdolie od štátnej hranice na Starý Koňuš – Hornianske vrchy – Choňkovce,
3. paleoúdolie z.-v. smeru od kóty Taščiny na Malý Ščob, ktoré sa na západ vejárovite rozširuje,
4. paleoúdolie od štátnej hranice v smere na JZ na kótu Haseník, ďalej Petrovce – Krčavu.

Lávové prúdy tvoria stredno- až hruboporfyrické pyroxenické andezity, hruboporfyrické leukokratné andezity a afanitické až drobnoporfyrické leukokratné andezity.

Lávové prúdy sa dominantným spôsobom podieľajú na stavbe formácie Popriečny. Na základe litologicko-petrografického štúdia, vulkanologickej a štruktúrnej analýzy formácie vyčleňujeme lávové prúdy stredno- až hruboporfyrických pyroxenických andezitov, hruboporfyrických leukokratných andezitov a afanitických až drobnoporfyrických leukokratných andezitov.

30 epiklastické vulkanické siltovce až pieskovce

Epiklastické vulkanické siltovce až pieskovce vystupujú najmä v južnej časti stratovulkánu (v oblasti kóty Malý Ščob) a striedajú sa s polohami redeponovaných tufov. Vložky epiklastických siltovcov dosahujú hrúbku 10–15 m a v rámci súvrstvia sú prítomné aj vložky drobných až hrubozrnných konglomerátov hrúbky do 0,3–0,5 m.

29 epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty s polohami pieskovcov

Južne od obce Koňuš sú uložené vulkanické brekcie a konglomeráty, ktoré sa striedajú s hrubozrnnými epiklastickými pieskovecami. Materiál je polymiktný, okrem sklovitých leukokratných andezitov sú prítomné fragmenty pyroxenického andezitu, drobnoporfyrického až afanitického andezitu.

28 redeponované pyroklastiká

Redeponované pyroklastiká vystupujú tiež ojedinele. Polohy pemzových tufov hrúbky 30–40 cm, tvorené úlomkami opracovanej pemzy do veľkosti 3–4 cm (obsah 80–90 %) a tufovo-piesčitým matrixom, sa striedajú s polohami redeponovaných tufov, ktoré obsahujú pórovité andezitové fragmenty (do veľkosti 5 až 8 cm) a úlomky pemzy. Spomínané pyroklastiká vystupujú v oblasti obcí Koňuš, Choňkovce a inde. Pemzové tufy a redeponované pyroklastiká predstavujú výplne paleoúdolí.

27 autochtónne pyroklastiká (nečlenené)

Pyroklastické produkty komplexu Petrovce sú zastúpené len veľmi sporadicky, najmä v podloží niektorých lávových prúdov severne od kóty Holica. Vytvárajú v teréne niekedy ťažko identifikovateľné polohy autochtónnych lapilovo-pemzových tufov, ktorých hrúbka sa pohybuje do 15–20 cm.

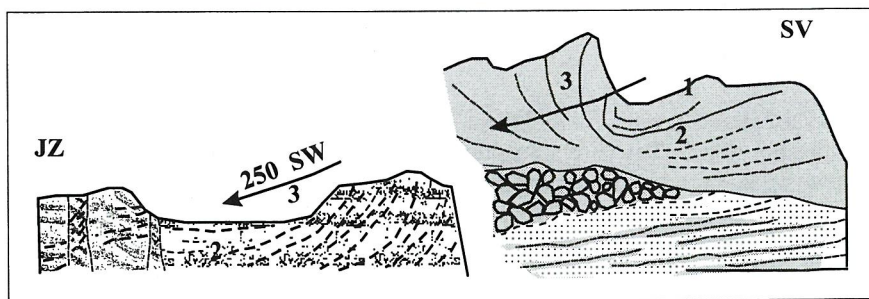
26 stredno- až hruboporfyrický pyroxenický andezit

Andezity tohto typu vystupujú ojedinele v oblasti Borole a j. od obce Petrovce. Výrastlice zastupuje plagioklas (An_{65-80} , veľkosť 1,0–2,5 mm; obsah 20 %), augit (1,0–3,5 mm; obsah 10 %), hypersten (0,5–1,5 mm; obsah 5 %), ojedinele magnetit. Prítomné sú glomeroporfyrické zhluky do veľkosti 4,0 mm. Základná hmota býva pilotaxitická až intergranulárna.

Spodnopanónsky vek efuzívnej aktivity, $10,1$ až $10,7 \pm 0,4$ mil. rokov, je doložený rádiometrickým datovaním (tab. 1) z andezitu lávového prúdu vystupujúceho juhozápadne od obce Husák a severne od obce Petrovce.

25 hruboporfyrický leukokratiný andezit

Dominantným spôsobom sa podieľajú na stavbe komplexu a vystupujú tak na severných a západných, ako aj na južných svahoch stratovulkánu. Lávové prúdy v oblasti proluvialnej roviny tvoria plošne najrozsiahlejšie telesá hrubé 15–40 m (obr. 33). Výrastlice zastupuje plagioklas (An_{70-80} , veľkosť 2,0–3,5 mm, v glomeroporfyrických zhlukoch až 4,5 mm; obsah 25 %), augit (veľkosť 0,5–1,0 mm; obsah 1–2 %), hypersten (veľkosť 1,0 mm; obsah 1 %). Základná hmota je pilotaxitická až intergranulárna, tvorená lištami plagioklasov, tmavých minerálov a zrnami opakových minerálov.



Obr. 33 Textúry lávových prúdov formácie Petrovce (V. Konečný, 1996)
1 – spodný lávový prúd (vo vrchnej časti zbrekiovatý), 2 – vrchný lávový prúd (korytovitý priebeh plôch fluidality), 3 – os komunikačného kanála

24 afanitický až drobnoporfyrický leukokratný andezit

Tento typ andezitov vystupuje v sukcesii s predchádzajúcim typom lávového prúdu v oblasti Holice, Haseníka a i.

Porfyrické výrastlice tvoria plagioklasy (An_{65-75} , veľkosť 1,0–1,5 mm; obsah 3–5 %), augity (veľkosť 0,5–1,0 mm; obsah 1–3 %), hypersteny (veľkosť do 1,0 mm, obsah 1 %). Porfyrické výrastlice ukazujú zjavnú nehomogénnu distribúciu. Niektoré z prúdov vo vrchnej časti komplexu (Čertež, východne od Beňatiny) majú charakter až bazaltických andezitov.

23 dajky strednoporfyrického leukokratného andezitu

1. Preparovaná dajka pyroxenického andezitu v oblasti Drienkovského vrchu, kóta 627,4 m, v šírke do 10 m a v dĺžke cca 100 m (mapovací bod VIL-163). Dajka preráža cez strednoporfyrické hyperstenicko-augitické andezity. Andezit je drobnoporfyrický, doskovitej odlučnosti, smer $230^{\circ}/90^{\circ}$.

2. Na východ od kóty 762,4 m, sv. od kóty Haseník, vystupuje výrazne preparovaná dajka v dĺžke 50 m s výrazným polygonálnym rozpadom, šírky do 10 m, s priebehom zhruba v smere S–J, so strmým priebehom plôch fluidality. Andezit je stredno- až hruboporfyrický, plagioklas do veľkosti 3,0 mm, pyroxény do veľkosti 3–5 mm. Základná hmota je pilotaxitická.

22 dajky afanitického leukokratného andezitu

Na juh od kóty 903,7 m, Čertež, vystupuje v dĺžke 300–350 m preparovaná dajka, prerážajúca autochtónne pyroklastiká a lávové prúdy. Dajka má sv.-jz. priebeh a reprezentuje ju drobnoporfyrický až afanitický andezit sivej až čiernej farby.

Kvartér

Kvartérne sedimenty (obr. 34) sú prevažne rozšírené na celom mapovanom území. Pokrývajú hlavne podhorské stupne Vihorlatu, Humenských vrchov a Humenskú kotlinu. V študovanom území vyčleňujeme nasledujúce genetické typy:

Organogénne sedimenty

16 sladkovodný vápenec – travertín (vrchný pliocén–spodný pleistocén)

Na styku Vihorlatských a Humenských vrchov v prostredí kamenitých delúvií poruchovej zóny vystupujú pevné bielo-hnedé travertíny. Sú to vlastne tri značne

vek		faciálny vývoj a litostratigrafické jednotky					
K V A R T É R	Holocén	vrchný	SR SA SB	1 2a 2b 4 5II	Vrchný holocén: resedimentované štrky a piesky Laborca - recent, subrecent (1)		
		stredný	E A			Nečlenený holocén: prevažne hliny a štrky náplavových kužeľov (3), nívne hliny, íly a piesky (2a - 2b), rašeliny - slatinné (4), penovce (5)	
		spodný	B PB				
	P l e i s t o c é n	Neskorší wurm		NW	6 7	Neskorý wurm: proluviálne hliny a íly náplavových kužeľov (6), proluviálne hlinito-piesčité štrky náplavových kužeľov (7)	
			vrchný	wurm	17-21 8 9 10'	Wurm: piesčité štrky dnovej akumulácie nív a resedimentované štrky podvihorlatských kužeľov (8), proluviálne hlinito-piesčité štrky (9), eoľicko - deluviálne sprašovitě hliny (10)	
		stredný		R/W	I		Ěmský interglaciál: fluviaľno-organické sedimenty (I)
				ris mladší	11 12a		Mladší ris: fluviaľne piesčité štrky a štrky - akumulacná terasa Laborca a Cirochy (11), proluviálne hlinito-piesčité štrky náplavových kužeľov (12a), proluviálne hlinito-piesčité štrky náplavových kužeľov (mladší-starší ris) (12b)
				ris starší	12b 13 14		Starší ris: fluviaľne piesčité štrky - akumulacná terasa (13), reziduálne piesčité štrky proluviálnych kužeľov (14)
				M/R	II		Holsteinský interglaciál: fluviaľne hlinito-ílovité sedimenty (II)
				mindel	15		Mindel: reziduálne štrky proluviálnych kužeľov (15)
			Qp ¹ M	III		Kromerský interglaciál: fluviaľno-deluviaľne hlinito-ílovité sedimenty (III)	
spodný		Qp ¹	16a 16b		Spodný pleistocén / vrchný pliocén: organické sedimenty, hlinito-ílovité (16a) travertíny (16b)		
NEOGÉN		Pliocén	vrchný	dák-roman		Nečlenený kvartér: deluviaľne hlinito-kamenité a hlinito-kamenito-balvanovité sedimenty (17 - 21)	

Obr. 34 Litostratigrafická tabuľka kvartéru (V. BAŇACKÝ, 1997)

erodované kopy. Miestami obsahujú odtlačky listov *Acer* sp., *Quercus* sp., *Laurus* sp. a ďalšie neurčiteľné zvyšky makroflóry. Výsledky laboratórnych rozborov poukazujú na to, že travertíny neobsahujú mikroflóru a mikrofaunu. Podľa našich predpokladov tvorba travertínov prebiehala v období vrchného pliocénu až spodného pleistocénu.

Proluviálne sedimenty

15 reziduálne hlinité štrky (mindel)

Zvyšky prolúvií nachádzame v priestore medzi Vinným a Bielou horou. Na povrch vystupujú spod würmských kužeľov. Štrky sú zahlinené, obliaky tvoria kremence, andezity, pieskovce, vápence.

14 reziduálne piesčité štrky (starší ris)

Vystupujú na južnom okraji obce Modra nad Cirochou. Sú pochované pod 2–4 m hrubou vrstvou polygenetických hĺn. Andezitové obliaky sa nachádzajú v prostredí piesčitých zvetranín, dosahujú priemernú veľkosť okolo 5–10 cm, maximálnu 20–30 cm.

12a hlinito-piesčité štrky – náplavový kužeľ (mladší ris)

Tvorí najrozsiahlejší proluviálny kužeľ v severnej časti regiónu, t. j. v doline Cirochy. Barnov potok vyniesol v periglaciálnom období mladšieho risu do široko otvoreného prostredia až k rieke Ciroche masy úlomkov obliakov a balvanov neovulkanických hornín. Materiál kužeľa je značne zahlinený, na povrchu s pokryvom sprašovitých a deluviálnych hĺn. Morfológicky tvorí plochý reliéf s úklonom k rieke Cirocha.

12b hlinito-piesčité štrky – náplavový kužeľ (mladší až starší ris)

V mapovanom regióne prebiehala najintenzívnejšia proluviálna činnosť v periglaciálnom období mladšieho risu. Na južnej strane vybiehajú z Vihorlatských vrchov mohutné kužele. Sú zložené zo zahlinených úlomkov, obliakov a balvanov andezitu. Miestami ležia na spodnopleistocénnych kužeľoch. Na rozdiel od starších prolúvií sú andezity čerstvejšie, menej navetrané. Z ťažkých minerálov prevládajú pyroxény, hlavne hypersten, ktorý prevláda nad augitom. V spodnopleistocénnych sedimentoch prevláda augit nad hyperstenom.

Hrúbka mladších riských prolúvií dosahuje 5–25 m.

Morfologicky výrazný a vejárovito rozvinutý je kužeľ vnesený potokom Kamenica do nivy Cirochy. Kužeľ počas vývoja odstránil fluviálnu terasu staršieho risu a na miestach erózie uložil prolúviálne andezitové štrky.

9 hlinito-piesčité štrky – náplavový kužeľ (würm)

Sedimenty tvoria vejárovito rozvinuté formy kužeľovej akumulácie. Najvýraznejší je kužeľ v priestore Modra nad Cirochou.

Z obcí Trnava nad Laborcom a Vinné sú vnesené kužele, ktoré sa v koncových častiach spájajú. Obsahujú hlavne obliaky a úlomky andezitov, iba v iniansky má v bazálnej časti pieskovce. Hrúbka akumulácie je 4–15 m. Do trnavského kužeľa boli soliflukciou zavlčené bloky andezitu a ryolitového tufu. V koncovej časti kužeľa je hrúbka sedimentov okolo 23 m.

Do šíravskej prepadliny (vodná nádrž Zemplínska Šírava) vybiehajú tri výrazné kužele – kalužský, klokočovský a kusinský. Sú zložené z úlomkov slabo opracovaných obliakov a balvanov akumulovaných z priľahlých svahov predhoria.

7 hlinito-piesčité štrky – náplavový kužeľ (neskorý würm)

Južne od Brekovskej brány na pravej strane Laborca, v úpäťnej časti Pozdišovskej pahorkatiny, sú rozvinuté, ale značne erodované kužele. V koncovej časti ležia na würmských štrkoch dnovej výplne Laborca. Na styku s holocénnou nivou tvoria výrazný stupeň (pseudoterasu), ktorá v okolí Strážskeho zaniká.

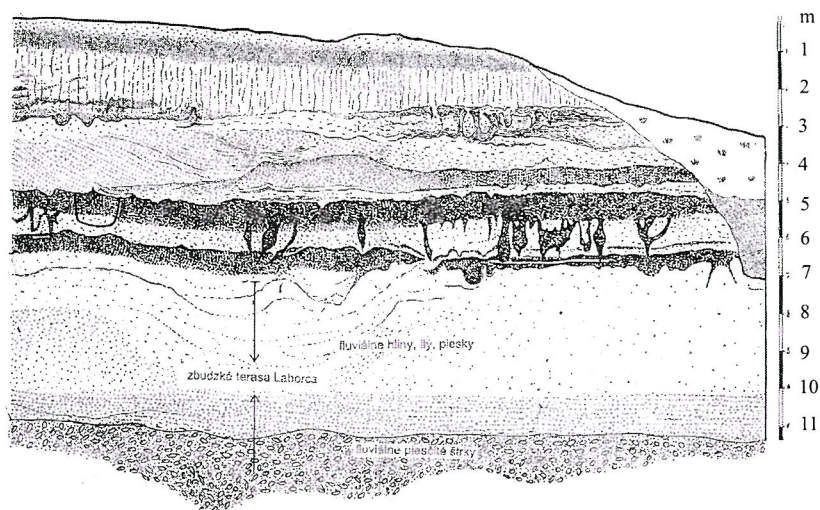
3 prevažne hliny a štrky – náplavový kužeľ (holocén)

Kužele sú rozvinuté hlavne pri vyústení potokov do nivy. Majú hlinitý a štrkovito-hlinitý charakter závislý od dĺžky a intenzity toku, ako aj od produkcie zvetranín okolitých svahov.

13 piesčité štrky – akumulačná terasa s pokryvom hlinitých delúvií (R2–W) – starší ris

Najrozsiahlejšia terasa Laborca je zbudzská. Je rozložená medzi Zbudzou a Bielou horou pri Michalovciach. Je budovaná pieskami a štrkami. Prevládajú obliaky glaukonitických pieskovcov (70–90 %), ďalšie zastúpenie majú rohovce, kremence a nezvetrané andezity. Povrch terasy pokrýva deluviálna séria polygenetickej hliny s fosílnymi pôdami (obr. 35).

Najstaršia fosílna pôda (VAŠKOVSKÁ in BAŇACKÝ et al., 1983) nadložnej série je automorfného typu, ilimerizovaná, ktorá typologicky indikuje interštádiálne obdobie ris 1/2. Ďalšia je interglaciálna pôda ris/würm, ktorá typologicky



Obr.35 Deluviálne sedimenty nadložia akumulácie zbudzkej terasy (V. BAŇACKÝ, 1996)

patrí k ilimerizovaným hnedozemným pôdam. Nad ňou je interštadiálna pôda würmu 1/2. Vývoj pôd sa končí najmladšou interštadiálnou, pomerne slabo vyvinutou pôdou würm 2/3, ktorej rádiokarbónový údaj poukazuje na $20\ 880 \pm 2\ 080$ rokov (UK Chr.).

V humenskej kotline sa staršia riská terasa nachádza medzi Jasenovom a Hažinom. Je, podobne ako zbudzká, zložená z pieskov a štrkov paleogénnych pieskovcov. Miestami sa v prostredí terasy nachádzajú slabo opracované úlomky neovulkanitov, ktoré sa tam dostali z bočných dolín predhoria Vihorlatu. Terasa je pokrytá eolickými a svahovými hlinami.

Erózny zvyšok staršej riskej akumuláčnej terasy je zachovaný na ľavej strane Laborca v Brekovskej bráne.

11 piesčité štrky a štrky – akumuláčna terasa (mladší ris)

Terasa tvorí nesúvislý pás pozdĺž Cirochy a Laborca. Sú to zvyšky pôvodnej mladšej riskej terasy hlavných tokov Humenskej kotliny. Terasa značne podľahla svahovým procesom. Je zložená výlučne z obliakov flyšových pieskovcov, ktorých povrch sa nachádza 5–7 m nad tokom. Miestami sú na nej uložené mladšie kužele, ako aj hlinité a sprašovité sedimenty.

8 piesčité štrky – dnová akumulácia a resedimentované štrky (würm)

Vyplňujú bazálne časti nív. Na severe v nive Cirochy sa hrúbka štrkov a pieskov mení od 2 do 6 m. Zrnitostné zloženie sedimentu sa pohybuje od piesku a štrku po balvany (v priemere okolo 20 cm). Všeobecne prevláda hrubozrnný materiál, piesčitej prímеси je miestami viac ako 25 %. Zahlinené piesčité štrky nív Ptavy, Kamenice a ďalších tokov dosahujú hrúbku okolo 2–3 m.

V piesčitej nive Laborca je hrúbka dnovej akumulácie piesčitých štrkov rôzna. V okolí Humenného je to 3–8 m, Brekova 3–4 m, v okolí Strážskeho 4–6 m, smerom po toku sa ich hrúbka zväčšuje. Granulometrické zloženie piesčitého štrku je pestré, od najjemnejších piesčitých frakcií až po obliaky s veľkosťou 15–20 cm. Obsah piesčitej frakcie nepresahuje 25 %, spravidla je 5–15 %. Petrografické zloženie charakterizujú pieskovce a karevence (obsah 87,2 %) a neovulkanity (obsah 7,7 %). Z ťažkých minerálov prevláda hypersten (obsah 44 %), augit (obsah 17 %) a opakové minerály (obsah 29 %).

Piesky a štrky dnovej akumulácie Laborca sú odkryté južne od Brekovskej brány v erózných zárezoch riek.

K würmským piesčitým štrkom zaraďujeme preplavené prolúviá podhorských kuželov v okolí Sobraniec. Resedimentovaný materiál je už lepšie opracovaný, zahlinenosť sa výrazne znížila. Piesčité štrky dosahujú na tektonických poruchách hrúbku až 30 m. Má to veľký význam pre akumuláciu podzemných vôd.

2 nívne hliny, íly a piesky (holocén)

Povodňové kaly zastúpené hlinami, čiastočne ílmi a pieskami, vyplňujú nivy Laborca, Cirochy a ďalších tokov. Na hlavných tokoch hrúbka týchto sedimentov kolíše od 0,5 do 3,0 m. Na sútoku Cirochy s Laborcom tvorí povrchová vrstva 0,7–1,7 m, južne od Strážskeho v nive Laborca okolo 5 m.

2a piesky, štrky horskej a priúpätnej časti s balvanmi a blokmi

Vyplňujú úzke nivy tokov v podhorskej a horskej časti regiónu. Tvoria ich prevažne štrky, čiastočne s prímесou pieskov. Do prostredia tvorby nivy boli gravitačnými procesmi za spolupôsobenia soliflukcie zavlčené balvany až bloky okolitých hornín.

1 resedimentované štrky, piesky – kamenec (recent – subrecent)

Nachádzajú sa po stranách toku Laborca a Cirochy. Maximálnu šírku (850 m) dosahujú južne od Strážskeho. Petrografické zloženie štrkov je odrazom okoli-

tých znosových centier z paleogénu a neovulkanitov. Približne 1 km južne od Humenských vrchov, pri toku Laborca, obliaky karbonatických hornín mezozoika sa vôbec nevyskytujú.

10 eolicko-deluviálne sedimenty: sprašovitá hliny (würm)

Sú rozšírené v južnej časti regiónu, v prostredí periglaciálnych prolúvií. Sú prachovitého charakteru, miestami s piesčitou prímесou a s obsahom fosílnych pôd. Súvrstvia sprašovitých hĺn pokrývajú kužele, soliflukčné delúviá, neovulkanity a sedimenty neogénu. Najlepšie sú odkryté v hlinisku krčavskej tehelne.

Profil v odkryve tehelne charakterizujú tri väčšie a jedna menšia poloha nevápňitých sprašovitých hĺn, ktorých vývoj prebiehal v chladnej klíme jednotlivých štádií. Teplú a vlhkú klímu charakterizujú fosílné pôdy, ilimerizované a silno oglejené. Podľa typológie je vrchná fosílna pôda (4,2–5,6 m) postihnutá výraznými procesmi ilimerizácie a prináleží k interštádiálu würmu 1/2. Tri ďalšie fosílné pôdy majú výraznejší iluviálny horizont formovaný počas risko-würmského interglaciálu (6,0–7,8 m). Interštádiál ris 1/2 (8,4–9,6 m) a fosílna pseudoglejová pôda (11,5–15,0 m) indikujú mindelsko-riské interglaciálne obdobie.

Bazálna rubefikovaná pôda (15,8–18,9 m) má charakter substrátu (zvetranéandezity). Vysoký stupeň rubefikácie a pozícia poukazujú na spodný pleistocén (VAŠKOVSKÁ in BAŇACKÝ et al., 1983).

Organické sedimenty

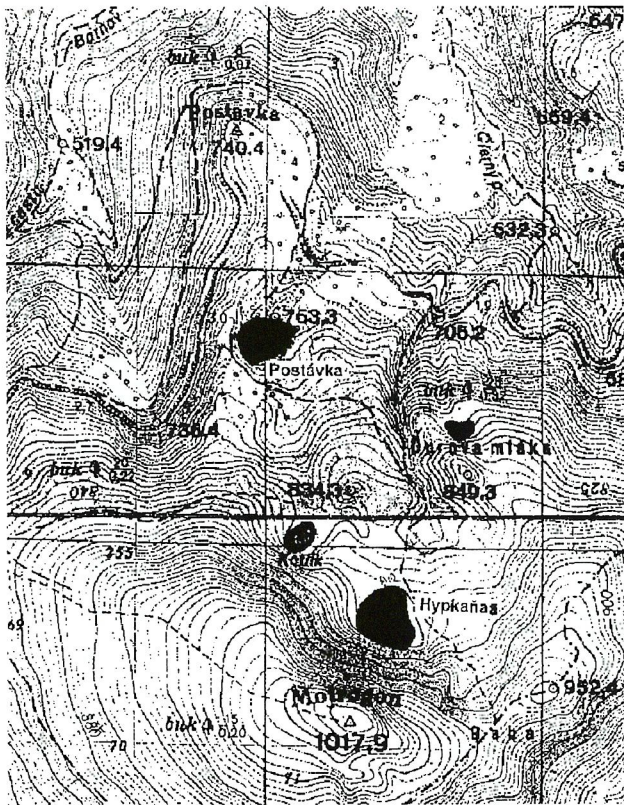
4 slatinné rašeliný (holocén)

V centre Vihorlatského pohoria severne od kóty Motrogon (1 018 m n.m.) sa nachádzajú tri rašeliniská (BAŇACKÝ a KRIPPEL, 1964; BAŇACKÝ, 1967) – obr. 36.

Rašelinisko pod Motrogonom má názov Hypkaňa, hrúbka rašeliný je 5,3 m, maximálna 10,8 m. Pôvodne jazero zarastalo vodným rastlinstvom, ktoré po odumretí podmienilo vznik slatinovej rašeliný. Vývoj rašeliný sa začal (podľa palynologickej analýzy; KRIPPEL, 1986) na začiatku postglaciálu, prebiehal a pokračoval až do subatlantického obdobia (obr. 37).

Južne od kóty Postávka (740 m n. m.) je rašelinisko Postávka. Priemerná hrúbka rašeliný je 12,5 m, maximálna je mimoriadne veľká, 21 m. Predpoklad, že vznik rašeliný sa mohol začať už v pleistocéne, sa nesplnil. Rašelina začala sedimentovať v spodnom holocéne, v období preboreálu – obr. 38.

Najmenšie a najplytkejšie je rašelinisko Ďurova mláka, nachádzajúce sa medzi predchádzajúcimi dvoma.



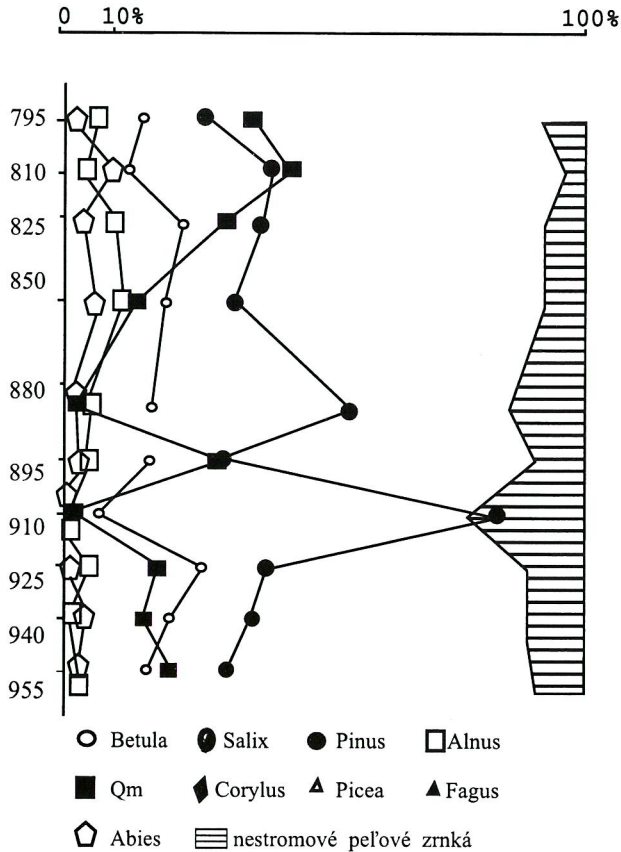
Obr. 36 Rozmiestnenie rašelinísk severne od kóty Motrogon (V. Baňacký, 1996)

Uvedené rašeliniská absorbujú na jar a pri búrkových prívaloch obrovské množstvo vody, ktoré počas suchých období zvlhčuje okolité ovzdušie. Prebytočnú vodu z rašeliniska Postávka odvádza potôčik, ktorý meandrovite prechádza celým rašeliniskom a vyúsťuje do Čierneho potoka.

Vihorlatské rašeliniská majú nesmierny ekologický význam, tvoria svojrázny biotop a patria medzi najkrajšie časti pohoria.

Pre celkovú stratigrafiu a paleogeografiu majú veľký význam rašeliny v západnej – okrajovej časti širavskej prepadliny, v súčasnosti zatopenej vodami Zemplínskej Širavy.

Podľa paleobotanických štúdií (KRIPPEL, 1986) rašelina vznikla v období neskorého glaciálu (mladší dryas) a vyvíjala sa v postglaciáli.

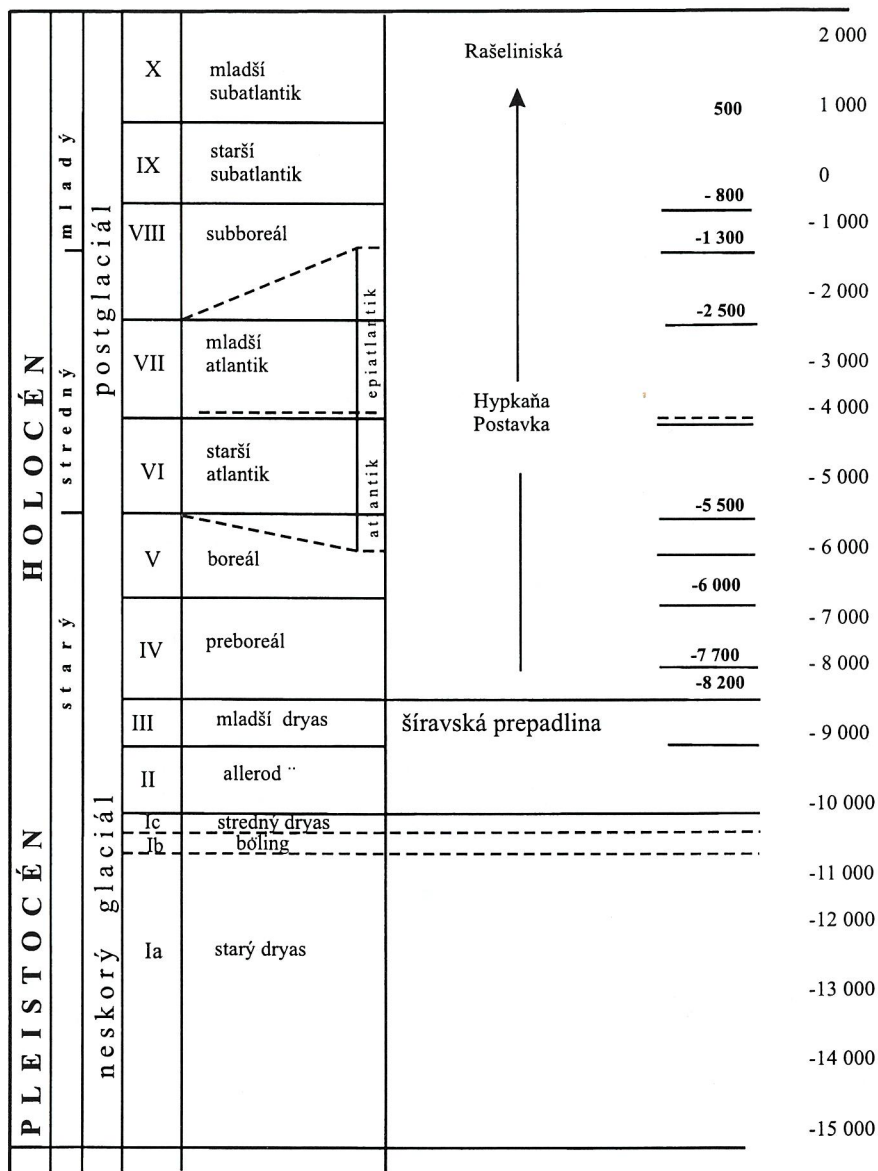


Obr. 37: Peľový diagram znázorňujúci nástup tvorby rašeliny na lokalite Hypkaňa v preboreálnom období postglaciálu (V. Baňacký, 1966)

Organogénne sedimenty

5 sladkovodný vápenec – travertín – penovec (holocén)

Mladé postglaciálne penovce sú uložené na svahu medzi Hôrkou (661 m n. m.) a kótou Hřbok (531 m n. m.) v doline Beňatinskej vody sv. od obce Beňatina. Sú drobné až polospevnené, hnedého sfarbenia. Na povrchu sú vplyvom tečúcej



Obr. 38 Vekové zaradenie rašelin v regióne Vihorlatských vrchov (V. BAŇACKÝ, 1996)

pramennej vody hrdzavo sfarbené oxidmi Fe. V súčasnosti je táto lokalita chránená prírodná rezervácia.

Podobného charakteru sú penovce severne od Beňatiny, na južnom svahu Paprtného vrchu (621 m n. m.). Obidve lokality travertínov sa geneticky viažu na pramene vytekajúce z vynorených súvrství bradlového pásma.

Ďalšie výstupy holocénnych penovcov sa nachádzajú v Humenských vrchoch v záreze doliny Turského jarku. Sú polopevné až sypké, s pevnými hľuzami a viažu sa na pramene súčasnej doliny (pre malú rozlohu sme ich v geologickej mape kartograficky nevynechali).

Deluviálne sedimenty

17–18 gravitačné sedimenty – kamenné moria, sutinové polia a blokoviská (nečlenený kvartér)

V chladných obdobiach pleistocénu sa uvoľňovalo obrovské množstvo materiálu v dôsledku intenzívneho zvetrávania. V členitom teréne často podliehalo gravitačnému transportu. Takto vznikali gravitačné sedimenty zahŕňajúce kamenné moria, blokoviská a sutinové polia. Ich dĺžka varíruje od 20 do 150 m.

19 splachové (ronové) hliny, piesčité hliny (nečlenený kvartér)

V severnej časti ležia delúviá na flyšových súvrstviach paleogénu, na periglaciálnych kužeľoch a terasách. V južnej časti pokrývajú úpätný stupeň pod Humenskými vrchmi, kde dosahujú hrúbku maximálne 10 m. Zrnitostné rozborý niektorých vzoriek ronových delúvií po obvode Vihorlatských vrchov poukazujú na vysokú prímies prachovitej frakcie, akú majú eolické sprae.

20 kamenito-hlinité sedimenty (nečlenený kvartér)

Sú rozšírené hlavne na severnom predhorí Vihorlatských vrchov. Ich tvorba prebiehala prevažne v jednotlivých fázach pleistocénu, menej v holocéne. Charakteristickým znakom je minimálna opracovanosť úlomkov, ktoré sú uložené v hlinitej mase. Terajšie rozšírenie delúvií nezodpovedá pôvodnej rozlohe a hrúbke ich akumulácie.

21 hlinito-kamenito-balvanovité (soliflukčné) sedimenty (nečlenený kvartér)

Zvetraniny tohto charakteru lemujú južnú, okrajovú časť predhoria Vihorlatských vrchov. Sú zložené z úlomkov, balvanov a blokov vulkanických hornín

v hlinito-piesčitom prostredí. Dosahujú hrúbku priemerne 3–6 m, v subsidenčnej časti predhoria, východne od Jovsy v úbrežskej depresii, okolo 23 m. Sedimenty vznikali počas mechanického zvetrávania v periglaciálnom období pleistocénu. Uvoľnené produkty mrazového zvetrávania sa prolúviálnymi procesmi prenášali do formujúcich sa podhorských kužeľov.

TEKTONIKA

Heterogénnosť geologickej stavby skúmaného územia v značnej miere ovplyvnil styk výrazných štruktúrno-tektonických prvkov podieľajúcich sa na jej formovaní.

TEKTONIKA PREDNEOGÉNNYCH JEDNOTIEK

Humenské mezozoikum

Mezozoikum Humenských vrchov sa od ostatných oblastí mezozoika fatrika v centrálnych Západných Karpatoch odlišuje predovšetkým stavbou. Jej základom je juhovergentná imbrikácia sekvencie za vzniku štyroch regionálnych šupín so strednotriasovými karbonátmi na báze šupín. Spodnotriasové súvrstvia sekvencie sa v mezozoiku Humenských vrchov nepreukázali. Spolu s podložným permom pravdepodobne ostali v dorzálnnej časti príkrovu.

Humenskú sériu opísal MAHEL (1963), ktorý v jej rámci (MAHEL, 1986) odlíšil tri jednotky: tatrckú – „strážšťanskú“, humenskú – vysokého typu a stariansku – blízku jednotke Veľkého boku. V oboch prácach skoncipoval, resp. spresnil základnú tektonickú charakteristiku študovaného územia. V rámci humenskej jednotky ako súčasť krížňanského príkrovu vyčlenil sedem zošupinovaných digitácií. Tie patria k severnej humenskej a južnej starianskej sekvencii, pričom upozornil na možnú afinitu južných sekvencií k obalovému mezozoiku.

Reambuláciou geologickej mapy Humenských vrchov sa doplnili, resp. prehodnotili pôvodné výsledky práce MAHELA (l. c.). V rámci geologického mapovania sa urobila aj štruktúrna analýza mezozoika Humenských vrchov, ktorá poukázala na viacero tektonických etáp pri formovaní geologickej stavby územia.

S najstaršou etapou, ktorú môžeme sledovať, je späť pravdepodobne miocénny násun, ktorý úzko súvisí s násunom flyšových jednotiek Západných Karpát na juh. Počas tejto fázy sa eliminovali stopy po vrchnokriedovom severovergentnom násune a vznikla šupinovitá stavba mezozoika s juhovergentnými násunovými plochami so strmým úklonom na SV. Tieto násunové plochy sa vyznačujú silnou klastézou hornín a vznikom duplexov, napr. západne od hradného vrška Brekov. Počas tejto etapy sa rozčlenila humenská jednotka na štyri šupiny zsz.-vjav. priebehu, ktoré na báze tvoria takmer vždy gutensteinské vápence. Sú najstarším vystupujúcim karbonátom v študovanom území. Litofaciálna náplň šupín rovnakého veku je v celom profile pohoria identická. Z toho vyplýva, že prípadnú afinitu k obalovému mezozoiku nemožno doložiť – tým menej, že charakteristické

spodnotriasové členy sekvencie, resp. mladšie paleozoikum, sa v Humenskom pohorí nepreukázali ani technickými prácami. V smere S–J šupiny rozdeľujeme na Jasenovskú, Klakočiny, Kocovo a šupinu Hôrka.

Jasenovská šupina je najväčšia šupina v študovanom území. Prebieha pri severnom okraji Humenských vrchov od hradného vrška Brekov cez Barnabášku – Uhliská až po lokalitu Nad dolinou východne od obce Porúbka. Je reprezentovaná všetkými útvarmi mezozoika, pričom najrozšírenejšie sú polohy spodnej a strednej kriedy, charakteristické prítomnosťou vrásových štruktúr, často zovretého až izoklinálneho tvaru, s úklonom osovej kliváže na SV (typová lokalita západný hrebeň hradného vrška Jasenov a lokalita Chlm). V rámci Jasenovskej šupiny v jej najsevernejších úsekoch vystupujú na povrch albsko-cenomanské piesčité vápence porubského súvrstvia (najmladšie súvrstvie mezozoika). Na tieto vápence transgresívne nasadajú paleogénne zlepenca súľovského typu (napr. lokalita Chlmec-kostol).

Šupina Klakočiny je centrálna šupina v študovanom území, ktorá sa rozprestiera od kóty Klakočiny cez kótu Krivošťaňy po Skaly. Tvoria ju výlučne anisko-liasové karbonáty. Charakteristickou črtou šupiny je prítomnosť najmasívnejšej polohy gutensteinských vápencov, ktoré tvoria centrálny hrebeň Humenského pohoria.

Šupina Kocovo buduje južný okraj Humenských vrchov. Jej priebeh bol zaznamenaný od Brekovského lomu cez Jakovec až po lokalitu Pod poloň, severne od obce Oreské. Túto šupinu tvoria prevažne karbonáty anisu – aptu. V študovanej šupine prevládajú predovšetkým triasové členy, najmä ramsauské dolomity. Ich výskyt je v tejto šupine najväčší v rámci celého študovaného územia. Mladšie sedimenty dogeru až spodnej kriedy vystupujú vo forme nepravidelných tektonických šošoviek, ktoré sú, podobne ako v Jasenovskej šupine, izoklinálne zvrásnené. Tektonickú pozíciu šupiny Kocovo a šupiny Klakočiny môžeme pozorovať v gutensteinských vápencoch Brekovského lomu, kde v šírke cca 20 m pozorujeme násunovú plochu tvorenú rozdrvenými gutensteinskými vápencami, ílovými minerálmi s hematitom a rauvakmi.

Šupina Hôrka je najjužnejšia šupina humenského mezozoika. Od Humenských vrchov je na severe oddelená v.-z. až sv.-jz. zlomovým systémom. Vzhľadom na tektonický styk šupiny Hôrka s neovulkanitmi Vihorlatu na juhu šupiny sú polohy karbonátov často rozdrvené, zvetrané, povytáňované vo forme šošoviek a na okrajoch rauvakizované. Typickou črtou šupiny Hôrka je výrazná segmentácia podľa systému v.-z. zlomov. Pohyby na nich spôsobili aj lokálne jv. úklony súvrství, ktoré sú zrejme výsledkom najmladších prejavov pohybov na týchto zlomoch (JACKO a Schmidt, 1994).

Počas mladšej tektonickej etapy vznikli zlomy zsz.-vjv. a v.-z. priebehu. Smerný zsz.-vjv. zlomový systém so strmým úklonom na S, resp. SV a JV reaktivoval plochy vrstvovitosti. Na nich nastali smerné posuvné pohyby a ich výsledkom bolo vykliňovanie sedimentov. Môžeme ich sledovať hlavne v severnej

Jasenovskej šupine v oblasti Brekova. V okrajových južných častiach pohoria (napr. lom Oreské) prebieha v.-z. zlomový systém, ktorý západnejšie rotuje do sz.-jv. smeru [tzv. oreský zlom v zmysle MATĚJKU et al. (1964), resp. zlom močariansko-topolianskeho zlomového systému v poňatí ČVERČKA (1974)]. Táto dislokácia kontroluje morfoštruktúrnú hrasť Humenských vrchov. V juhovýchodnej časti pohoria dislokácia oddeľuje mezozoikum Humenských vrchov od neovulkanitov Vihorlatu. Pritom je táto línia zvýraznená prítomnosťou tektonických brekcií a rauvakov. Na základe striácií sa domnievame, že prítomnosť tohto systému súvisí s výzdvihom Humenských vrchov, zatiaľ čo okrajové kryhy poklesávali na smerných zlomových systémoch a plochách vrstvitosti.

Najmladším zlomovým systémom humenského mezozoika sú priečne s.-j., resp. ssv.-jjz. a ssz.-jjv. zlomy so strmým úklonom na Z a V. Tieto zlomy členia šupinovitú stavbu mezozoika na relatívne samostatné bloky. Tomuto zlomovému systému zodpovedajú paralelné štruktúry s hrušovským zlomovým pásmom (HZP), ktoré prechádza nivou Laborca a zlomom Zbojného (MATĚJKA, l. c.). HZP člení centrálnu časť mezozoika a východne ohraničuje severný výbežok mezozoika a zleplencu paleogénu. Štruktúrnymi meraniami bol doložený dextrálny posuvný pohyb. Jeho priebeh sa potvrdil v mezozoických, paleogénnych a neogénnych sedimentoch študovaného územia.

Bradlové pásmo a prilahlé štruktúry

Je všeobecne známe, že bradlové pásmo predstavuje jednu z najkomplikovanejších a extrémne tektonizovaných zón v Západných Karpatoch. O pochopenie, resp. dešifrovanie geodynamiky tohto pásma sa pokúsilo viac autorov v priebehu posledných dvoch desaťročí, pričom musíme konštatovať, že tektonické štúdie sa sústreďovali hlavne do západného a pieninského úseku bradlového pásma. Už od čias ANDRUSOVA (1938, 1968, 1974) bola známa skutočnosť, že dnešná podoba bradlového pásma je výsledkom polyfázového geotektonického vývoja, ktorý sa začal vo vrchnej kriede, pred mástrichtom (=laramský tektonický event, približne pred 72 mil. r.) a skončil sa po spodnom miocéne (po egenburgu). Počas tohto obdobia boli pôvodné sedimentárne jednotky bradlového priestoru transformované do tektonických štruktúr. Tie sa následne opätovne transformovali do dnešnej podoby bradiel.

Z analýzy deformácií beňatinského bradla vyplýva, že tu boli minimálne dve deformačné fázy (KOVÁČ in KOVÁČ, et al. 1995):

– prvá deformačná fáza, reprezentovaná tvorbou vrás. Ich osová rovina je orientovaná takmer východo-západným smerom, pričom napät'ové pole je orientované severo-južne. Tvorbu týchto vrás môžeme dávať do súvislosti s laramskou fázou, keď sa pôvodný priestor bradlového pásma transformoval do sústavy vrásových príkrovov (BIRKENMAJER, 1970; JUREWICZ, 1994). Štruktúry vzniknuté

touto deformačnou fázou boli vystavené erózii a následne prekryté jarmutským a pročským súvrstvím mástrichtskeo-strednopaleocénneho veku (BIRKENMAJER, 1970, 1986).

– druhá deformačná fáza je spojená s terciárnym, poegenburským geotektonickým vývojom oblasti. Paleonapätové pole v neskorom oligocéne až ranom miocéne bolo orientované ssv.-jjz. a viedlo k tvorbe a následnej aktivite pravostranných bočných zlomov.

Výsledkom tohto napätového režimu, ako aj pokračujúcej kolízie vnútorných Karpát so zónou externého flyšu bolo formovanie bradlového pásma do dnešnej podoby (JUREWICZ, 1994).

Vychádzajúc z uvedených skutočností po tektonickej stránke môžeme bradlové pásmo definovať ako obrovskú megabudínážnu štruktúru, ktorá je produktom terciérnej kolízie priestoru vonkajšieho flyšového pásma s blokom vnútorných Západných Karpát.

Na základe mapovania v bradlovom pásme a v jeho priľahlých štruktúrach v okolí Beňatiny môžeme vyčleniť šesť základných štruktúrnych šupinových prvkov. Od severu na juh sú to: 1. inovská šupina strihovských pieskovcov, 2. šupina Paprtného, budovaná pročskými vrstvami, 3. vyvlečený šošovkovitý podhorodský pruh jurských bradiel, 4. šupina Veľkého Osojika s púchovsko-jarmutskými vrstvami a s transgresívnymi súľovskými zlepenkami, 5. púchovsko-jarmutská šošovka Malého Osojika a 6. podboroľská synklinála beňatinského (južného) paleogénu. Tieto štruktúry sú pomerne intenzívne tektonizované, zvrásnené do úzkych antiklinál a synklinál. V severných štruktúrach (1.–4.) zvrátdá juhovergentná stavba s úklonmi na sever, južné štruktúry sú viac-menej izometrické. Zvláštnou a výraznou štruktúrou je vyvlečený potrháný pruh šošovkovitých jurských bradiel. Vysvetlenie jej vzniku bočným strihom sa priam nanucuje.

V oblasti sme zistili jediný diagonálny zlom, ktorý v smere VSV–ZJZ presekdáva inovskú šupinu, šupinu Paprtného a vchádza až do štruktúry Veľkého Osojika. Prebieha od Inoviec na Beňatinu, s relatívnym sinistrálnym posunom až o cca 200 m. Jeho priebeh ďalej na juhozápad maskujú kvartérne sedimenty Beňatinskej doliny, zjavne však nadväzuje na monšelický zlom.

NEOGÉNNA TEKTONIKA

Sedimentárny neogén

Najstaršia a najvýraznejšia tektonická štruktúra v neogéne je smerný, resp. v neogéne označovaný ako pozdĺžny (sz.-jv.) zlomový systém, ktorý sprostredkuje tektonický styk paleogénu s neogénom a vzájomný tektonický styk spodno-

strednomiocénnych súvrství. Zlomy tohto systému majú veľmi strmý úklon na JV a pokles na nich pri okraji panvy presahuje 1 000 m. Na skúmanom území v podhorí Humenských vrchov prebieha zlom tohto systému, ktorý amputuje paleogénne sedimenty a oddeľuje ich od neogénnej molasy.

Z mladších, priečnych (sv.-jz.) zlomov sa výraznejšie uplatňuje len zlom južne od Oreského, a najmä zlom prebiehajúci dolinou Laborca, oba s úklonom na JV.

Najmladší zlomový systém (s.-j.) je v tomto území pokračovaním výrazných zlomov z mezozoika Humenských vrchov.

Vulkanity Vihorlatských vrchov

Na stavbe podložia vulkanitov Vihorlatských vrchov sa od JZ na SV zúčastňujú tieto jednotky :

- južne od mezozoika Humenských vrchov v oblasti Oreské a Trnava n. Laborcom vystupujú sedimenty karpátu a bádenu vrátane horizontu ryodacitových tufov,

- v západnej časti medzi Oreským a Chlmcom vystupuje mezozoikum Humenských vrchov, ktoré sa smerom na JV ponára pod vulkanity, pravdepodobne až do priestoru Sobrance – Porúbka (overené vrtom J-2 pri obci Jovsa),

- južne od bradlového pásma vystupuje vnútrokarpatský paleogén,

- bradlové pásmo v pruhu širokom okolo 2 km vystupuje od Kamenice n. Cirochou po Beňatinu a Inovce. Kriedové sedimenty bradlového pásma boli overené vrtom RH-5 južne od Morského oka v hĺbke 903 –1 114 m (SAMUEL in BACSÓ, 1986).

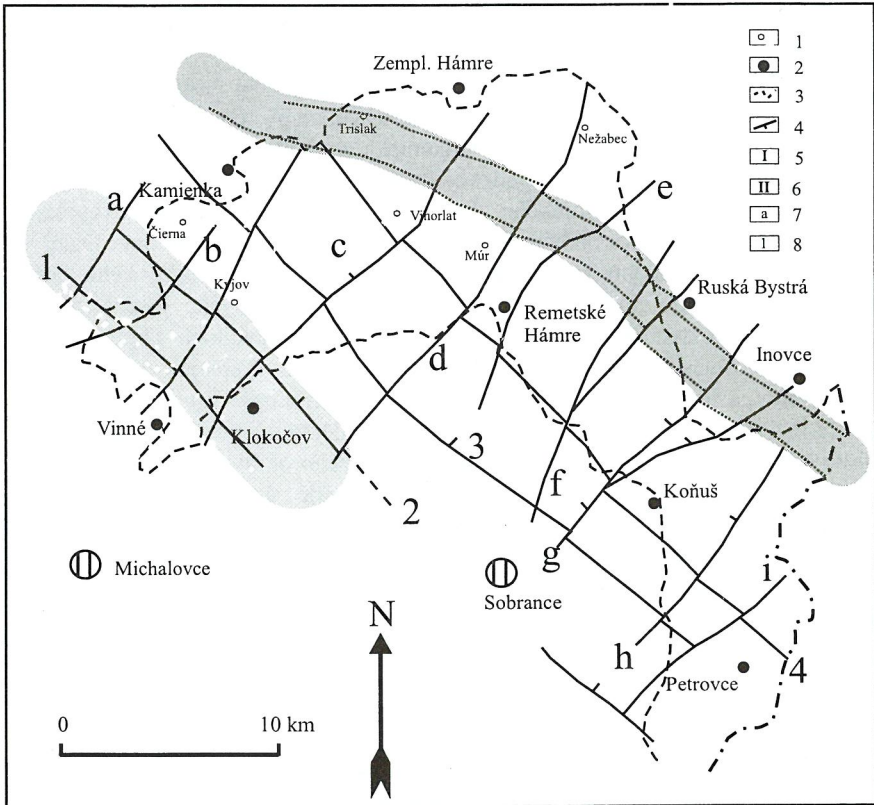
- severne od bradlového pásma vystupuje magurský paleogén.

V morfológii spomínaného podložia sa uplatňujú prevažne systémy zlomov sz.-jv. smeru (obr. 39). Vo východnej časti regiónu pritom dominuje graben sz.-jv. smeru s pokračovaním na JV na Zakarpatskú Ukrajinu v smere vihorlatsko-gutínskej vulkanickej reťaze. Na severozápade sa graben končí na systéme priečnych zlomov sv.-jz. smeru vrbnického zlomového systému (BACSÓ, 1979). Tento zlomový systém člení podložie na celý rad blokov postupne poklesávajúcich na JV (obr. 39).

Dešifrovať geodynamiku vývoja jednotlivých vulkanických štruktúr a samozrejme aj ich rozsah je teda možné až po poznaní hlavných črt morfoštruktúr podložia vo vzťahu k jednotlivým zlomovým systémom.

Vulkanity komplexu Vinné sú situované pri okrajoch humenského mezozoika a bradlového pásma, pričom ich rozsah je limitovaný zlomami sv.-jz. smeru v podloží neporušených produktov stratovulkánov Kyjov a Sokolský potok. To indikuje etapu zlomových pohybov a denudácie v etape medzi vznikom vinian-

skeho komplexu (stredný sarmat) a mladších stratovulkánov (stredný až vrchný sarmat až panón). Podobne je limitovaný rozsah aj bádenských ryodacitových tufov zlomami sz.-jv. smeru.



Obr. 39 Tektonická schéma podložia neovulkanitov Vihorlatských vrchov (M. Kaličiak – B. Žec, 1996 podľa Leško a Slávik, 1969 a Kaličiak et al., 1995)

1 – významné kóty, 2 – vybrané mestá a obce, 3 – hranice vulkanitov Vihorlatských vrchov, 4 – smer úklonu zlomu, 5 – priebeh bradlového pásma, 6 – priebeh humenskej mezozoika, 7 – významné pozdĺžne zlomové systémy, 8 – významné priečne zlomové systémy (vrbnického zlomového systému)

Zlomy pozdĺžneho zlomového systému: 1 – krivoštiansko-sejkovský, 2 – humensko-sobranecký, 3 – horniansky, 4 – choňkovský

Zlomy priečneho zlomového systému: a) oreský, b – tarnovský, c – klokočovský, d – michalovsko-jovsiansky, e – remetský, f – kúpeľný, g – choňkovský, h – monšielický, i – koromľanský

V rámci regiónu vulkanitov Vihorlatských vrchov je možné vyčleniť dve vývojové vetvy stratovulkanických štruktúr :

1. Vo východnej časti územia sú vulkanické centrá stratovulkánov Popriečny, Diel a Morské oko zjavne situované na severovýchodnom okrajovom zlomovom systéme spomínaného grabenu sz.-jv. smeru, a to v miestach narušenia priečnymi zlomami.

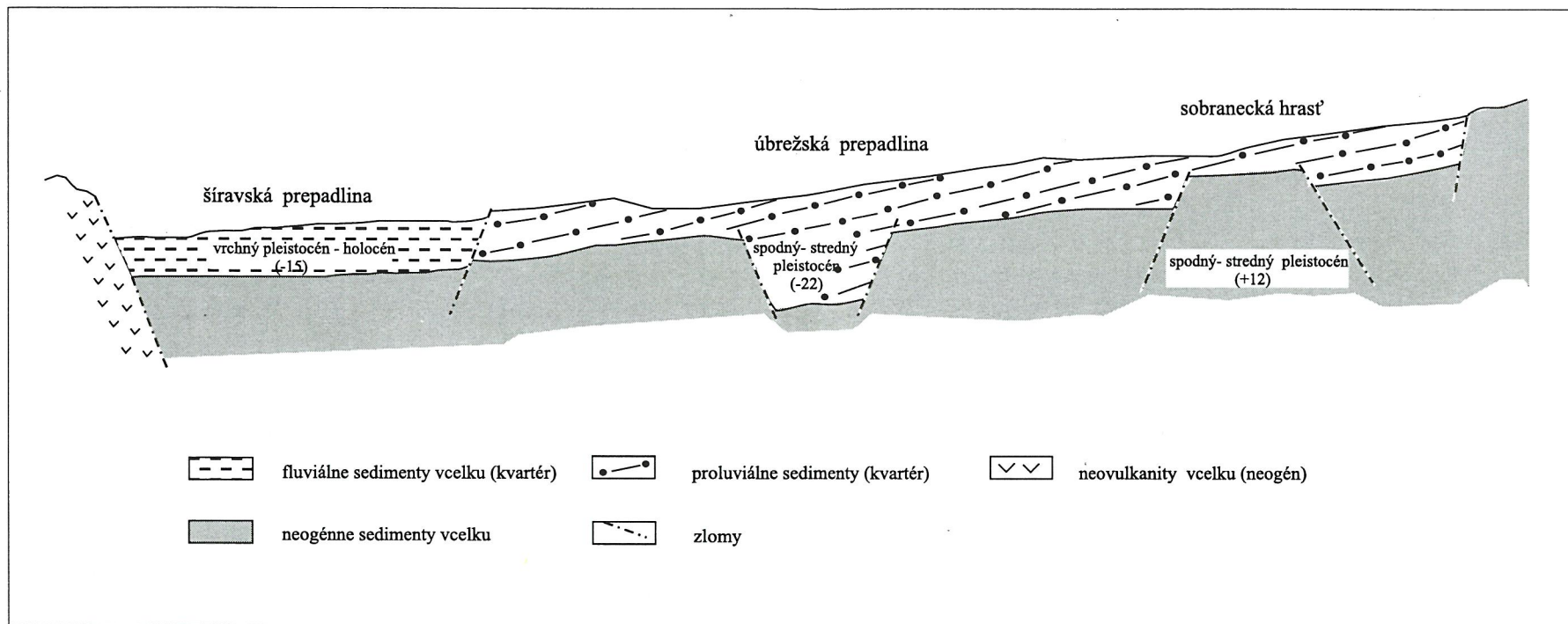
Synvulkanická subsidencia grabenu, ako aj celej južnej časti územia sa výrazne prejavuje v asymetrii jednotlivých stratovulkánov, čo sa týka najmä ich rozsahu, hrúbky a sklonu. Centrálna vulkanická zóna stratovulkánu Morské oko je situovaná v sz. zakončení grabenovej štruktúry, v zóne styku s výraznou vulkanotektonickou zónou vrbnického zlomového systému sv.-jz. smeru, reprezentovanou michalovsko-jovsianskym (d) a choňkovským (g) zlomom. Ďalej je segmentovaná remetským (e) a kúpeľným (f) zlomom. Priebeh okrajového zlomu grabenu je v týchto miestach zastretý anomáliami bradlového pásma, ako aj rozsiahleho intruzívneho komplexu. Centrálna zóna stratovulkánu Diel je zjavne situovaná v oblasti križovania uvedených zlomových systémov s priebehom bradlového pásma. Význam štruktúry bradlového pásma pre vznik vulkanického centra je zvýraznený prítomnosťou niekoľkých andezitových nekov východne od stratovulkánu Diel, situovaných v blízkosti severného okraja bradlového pásma. Centrálna zóna stratovulkánu Popriečny vystupuje na území Zakarpatskej Ukrajiny, a tak monšelický (h) a koromliansky (i) zlom segmentujú najmä podložie jeho periférnej zóny.

2. Vulkanické centrá stratovulkánov Vihorlat, Sokolský potok, Kyjov a vulkánu Kamienska, tzv. západnej vetvy stratovulkánov Vihorlatských vrchov, sú situované v oblasti križenia zlomov sv.-jz. smeru vrbnického zlomového systému so zlomami sz.-jv. smeru (sensu KALIČIAK et al., 1995). Spomínané zlomové systémy oddeľujú jednotlivé čiastkové depresie od hrastí s výraznou subsidenciou územia smerom na juh až juhovýchod, a to v smere od SV na JZ, pričom boli synsedimentárne voči bádenu a sarmatu. Neskoršie ich prejavy vyznievali. Stratovulkány západnej vetvy sa prejavujú takmer úplnou absenciou diferencovaných hornín, priestorovou zblíženosťou a menším priestorovým rozsahom. Zdá sa, že spomínané charakteristiky boli podmienené vývojom vulkanických štruktúr mimo hlavnej grabenovej vulkanicko-tektonickej zóny.

KVARTÉRNA TEKTONIKA

Súčasný morfológický charakter územia geologickej mapy je odrazom endo- a exogénnych procesov v podmienkach vrchnopliocénnej až kvartérnej tektonickej aktivity.

Výrazné vykľututie Vihorlatských a Humenských vrchov nadväzuje na podhorské stupne, štruktúrnu rovinu Východoslovenskej nížiny a Humenskú kotlinu.



Obr. 40 Neotektonické štruktúry južnej časti podvihorlatského úpätného stupňa (V. Baňacký, 1997)

O tektonickom styku Humenských vrchov s Východoslovenskou nížinou a Humenskou kotlinou svedčí priamočiarosť úpätnice a výskyt facetovaných strání po obvodě vrchov. Styk s Vihorlatom prebieha na tektonickej poruchovej zóne, ktorej aktivitu sledovali vrchnopliocénne a spodnopleistocénne travertíny. Na súčasnú geologickú tvárnosť poukazujú zlomy smerujúce kolmo na pohorie, napr. zlom od Oreského naprieč pohorím do doliny Laborca. Sú to staršie poruchy oživené v kvartéri. Na mladé zdvihy poukazuje prielom Laborca (Brekovská brána). Morfológický charakter dolín so sériou prameňov s tvorbou penovcov poukazuje na holocénne tektonické prejavy. Územie je aktívne aj z hľadiska súčasných pohybov, o čom svedčí pomerne častý výskyt badateľných seizmických prejavov.

V rámci Humenských vrchov vystupujú samostatné kryhy, ako sú Klakočiny (338 m n. m.), Krivoštianka (549 m n. m.) a Uhliská (486 m n. m.), oddelené priečnymi zlomami, prejavujúce sa i v kvartéri.

Podobne i masív Sokola je rozčlenený na samostatné morfotektonické jednotky – Humenskú (445 m n. m.), Drieňovú (386 m n. m.) a Sokol (344 m n. m.).

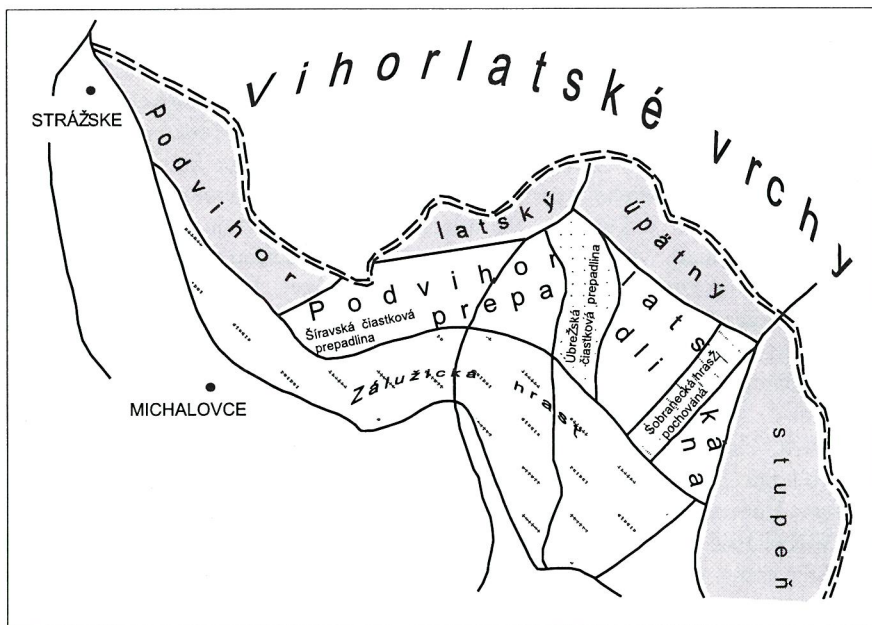
Vihorlatské vrchy majú v podstate asymetrickú polohu. Severné svahy sú krátke a strmé, s ostro zarezanými dolinami. V južnej podhorskej časti vrchov sú doliny pretiahnutejšie a otvorenejšie (KARNIŠ a KVIKOVIC, 1970).

Samostatné kryhy vo Vihorlate predstavujú hrasti Sninský kameň (1 004 m n. m.), Nežabec (1 023 m n. m.) a Jasenovský chrbát medzi Strihovským sedlom a Sobraneckým potokom (KARNIŠ a KVIKOVIC, 1970).

Výrazné štruktúry zlomového charakteru s facetami tvoria Viniansky hradný vrch (325 m n. m.) a Šutová (319 m n. m.). Štruktúra Senderov (310 m n. m.) sa stýka so širavskou prepadlinou na neotektonickej línii (BAŇACKÝ et al., 1987). Izolovane vystupuje hrast' Bielej hory (159 m n. m.), ktorá je s príľahlou zbudzskou terasou intenzívne dislokovaná. V mladšom rise terasa celkovo poklesla, kým Biela hora (mimo regiónu) nadobudla pozitívny charakter (BAŇACKÝ et al., 1987). O pomeroch v zbudzskej terase svedčí aj vývoj fosílnych pôd. Na vynorených kryhách vznikla terestrická pôda automorfného typu, ktorá svojou typológiou indikuje interglaciálne obdobie najskôr risu 1/2. V ďalšom období vplyvom poklesu vrchná časť pôdy bola postihnutá vplyvmi oxidačno-redukčných procesov (VAŠKOVSKÁ in BAŇACKÝ et al., 1983).

V južnej časti na úpätnom stupni Vihorlatských vrchov tektonické procesy sformovali hrasti a prepadliny (obr. 41).

V spodnom pleistocéne sa pozdĺž zlomov formovala sobranecká hrast' (+10 až 12 m) za súčasného poklesu úbrežskej depresie (–18 až 22 m), (obr. 40). Vzájomnou súhrou okolitých tektonických prejavov sa v spodnom pleistocéne sformovala príľahlá zalužická hrast'. Na jej zdvih poukazuje prielom Čiernej vody naprieč štruktúrou (KVIKOVIC, 1961; BAŇACKÝ et al., 1987).



Obr. 41 Schéma hrastí a prepadlín podvihorlatského úpätného stupňa (V. Baňacký, 1997)

Väčšina zlomov na predhorí zasahuje hlboko do pohoria. Na nich sú založené výrazné doliny so zlomovými svahmi, ktoré erózia upravila do dnešnej podoby. Sú to hlavne doliny Okny, Remetského, Porubského, Jasenovského a Trnavského potoka. Výrazná porucha prebieha na styku Vihorlatu s Popriečnym v doline Sobranceckého potoka a Beňatinskej vody.

Na mladú tektonickú aktivitu poukazujú holocénne penovce. Uvedené zlomové poruchy sa viažu na aktivizáciu starších predkvartérnych štruktúr.

Väčšina zlomov na predhorí zasahuje hlboko do pohoria. Na nich sú založené výrazné doliny so zlomovými svahmi, ktoré erózia upravila do dnešnej podoby. Sú to hlavne doliny Okny, Remetského, Porubského, Jasenovského a Trnavského potoka. Výrazná porucha prebieha na styku Vihorlatu s Popriečnym v doline Sobranceckého potoka a Beňatinskej vody.

Na mladú tektonickú aktivitu poukazujú holocénne penovce. Uvedené zlomové poruchy sa viažu na aktivizáciu starších predkvartérnych štruktúr.

Zlomami sú ohraničené hrastí pri Orechovej a Vyšnom Nemeckom. V krčavskej a oľavskej doline boli zistené hydrotermálne premenené andezity a vyhladené plochy, čo poukazuje na ich neotektonický charakter.

Najmladšou štruktúrou v južnej časti predhoria Vihorlatu je širavská prepadlina (BAŇACKÝ et al., 1987), v súčasnosti zaliata vodami Zemplínskej Šíravy. Štruktúra sa formovala vo vrchnom pleistocéne a holocéne. Subsidenčný charakter prepadliny sa pred realizáciou vodného diela prejavoval močaristým prostredím, vývojom rašelin a hnilokalov od neskorého glaciálu do postglaciálu. Celkový pokles od vrchného pleistocénu do konca holocénu dosiahol hodnotu -10 až 15 m (obr. 40).

Na mladé tektonické prejavy vo Vihorlate sa viažu aj depresie a širšie závery dolín s častými zosunmi. Gravitačné procesy podmienujú vznik jazier, napr. okolie Morského oka. Neskoršie, v období postglaciálu, dochádzalo v priestore medzi Sninským kameňom a Motrogonom za vhodných podmienok k vyplňaniu niektorých jazier slatinovou rašelinou.

Na východnom okraji morfoštruktúry Šutová, severne od Zemplínskej Šíravy, na zlome, ktorý ohraničuje štruktúru, je tektonická depresia, v súčasnosti vyplnená vodami Vinianskeho jazera. Je to umelá nádrž, o čom svedčia historické mapy, kde sa priestor dnešného jazera označuje ako lúky a mokrade.

V severnej časti Vihorlatských vrchov boli na aktívnych zlomoch založené výrazné doliny, hlavne Kamenice, Ptavy a ďalšie.

GEOFYZIKÁLNA PRESKÚMANOSŤ

V oblasti Vihorlatských a Humenských vrchov sa dosiaľ vykonal pomerne rozsiahly geofyzikálny prieskum. Postupne sa tu realizovali gravimetrické, magnetické, geoelektrické a v menšom rozsahu aj iné geofyzikálne merania. Súčasne s realizovanými geofyzikálnymi meraniami sa zisťovali a štatisticky spracovali aj fyzikálne vlastnosti hornín podieľajúcich sa na stavbe záujmovej oblasti.

Podľa rozsahu dosiaľ vykonaných geofyzikálnych prác v regióne ich môžeme rozdeliť na:

- regionálne geofyzikálne merania v mierke 1 : 200 000,
- geofyzikálne merania v rámci geofyzikálneho mapovania v mierke 1 : 25 000,
- detailné geofyzikálne merania,
- geofyzikálne práce syntetizujúce výsledky geofyzikálnych interpretácií a geologických výskumov.

Regionálne geofyzikálne merania

Na celom študovanom území sa uskutočnili regionálne aeromagnetické, aeroradiometrické a gravimetrické merania v mierke 1 : 200 000. Ich prínos k riešeniu regionálnej geologickej stavby v tejto oblasti je v tom, že poskytujú obraz o geofyzikálnych poliach, a tým aj predstavy o geologickej stavbe (IBRMAJER, 1963; MAŠÍN et al., 1963).

Geofyzikálne merania vykonané v rámci geofyzikálneho mapovania v mierke 1 : 25 000

Sústredený záujem o študovanú oblasť sa začal v súvislosti s geologickým mapovaním v mierke 1 : 25 000. V rámci tejto geologickej úlohy sa v oblasti Vihorlatských a Humenských vrchov realizovali plošné gravimetrické a magnetické merania doplnené o letecké geofyzikálne merania zhodnotené v čiastkových záverečných správach.

Detailné geofyzikálne merania sa vykonali iba na časti študovaného regiónu a riešili špeciálne geologické problémy (hydrogeologické, inžinierskogeologické a rudné problémy).

Geofyzikálne práce syntetizujúce výsledky geofyzikálnych interpretácií a geologických výskumov

Hlavné výsledky geofyzikálnych výskumných a prieskumných prác sú zhrnuté najmä v geofyzikálnych prácach syntetizujúcich výsledky geofyzikálnych interpretácií. Tieto geofyzikálne práce sa zaoberajú celým študovaným regiónom, resp. jeho prevažnou časťou. Výsledky geofyzikálnych prác syntetizujúcich dominantné geofyzikálne anomálie s najnovšími poznatkami geologických výskumov poskytujú najhodnovernejšie informácie o geologickej stavbe vrchných častí zemskej kôry. Hlavné výsledky geofyzikálnych interpretácií obsahujú najmä tieto práce: BODNÁR et al., 1994; BUJŇÁKOVÁ et al., 1979; FILO, MEDO a POSPÍŠIL, 1975; FILO, POSPÍŠIL a TKÁČ, 1982; GNOJEK a JANÁK, 1986; GNOJEK, 1987; KALIČIAK a POSPÍŠIL, 1990; MOŘKOVSKÝ et al., 1989; POSPÍŠIL a FILO, 1977; POSPÍŠIL, 1980; ŠEFARA et al., 1987; ŠUTORA et al., 1990; ZAVŘELOVÁ a MOŘKOVSKÝ, 1972.

HLAVNÉ VÝSLEDKY GEOFYZIKÁLNYCH VÝSKUMOV

Geofyzikálne výskumno-prieskumné práce realizované v regióne Humenské a Vihorlatské vrchy poskytujú množstvo informácií o geofyzikálnych poliach a fyzikálnych rozhraniach, a tým aj predstavy o priestorovom rozšírení geofyzikálnych anomálií v zemskej kôre.

Petrofyzikálne charakteristiky hornín

Hustotné parametre. Z terciérnych hornín k najľahším horninám patria sedimenty neogénu a vulkanicko-klastické horniny. Ich priemerná hustota sa pohybuje od 2,1 do 2,5 g.cm⁻³. Ostatné horniny terciérneho komplexu (pevné vulkanické telesá) sa vyznačujú vyššou priemernou hustotou (2,6 až 2,7 g.cm⁻³). Pre horniny predterciérneho podložia budovaného vápencami a dolomitmi je charakteristická vyššia hustota (2,7 g.cm⁻³).

Magnetické parametre. Hlavným zdrojom magnetického poľa v skúmanej oblasti sú produkty terciérneho vulkanizmu andezitového zloženia.

Výsledky paleomagnetických štúdií potvrdili, že vulkanické horniny v tejto oblasti môžeme charakterizovať kladnou i reverznou magnetizáciou.

Najstarší vulkanický komplex je charakterizovaný normálnou magnetizáciou, mladší normálnou i reverznou a najmladší vulkanický komplex reverznou magnetizáciou.

Najvyššie hodnoty objemovej magnetickej susceptibility dosahujú andezity. Ostatné vulkanity možno charakterizovať ako slabó magnetické. Horniny predterciérneho podložia sú prakticky nemagnetické.

Pri geologickej interpretácii geofyzikálnych údajov boli využité výsledky reinterpretácie realizovaných geofyzikálnych prác a výsledky interpretácie diaľkového prieskumu zeme (DPZ) s orientáciou na stavbu sedimentárno-vulkanického komplexu a stavbu predterciérneho podložia.

Anomálne prejavy v sedimentárno-vulkanickom komplexe

Neogénny sedimentárno-vulkanický komplex v študovanej oblasti je definovaný najmä výsledkami interpretácií tiažových a magnetických meraní. Zaujímavé informácie o jeho stavbe poskytujú aj výsledky interpretácií DPZ.

V geofyzikálnych poliach (tiažovom a magnetickom) sa najvýraznejšie prejavujú geologické štruktúry stratovulkánov Morské oko, Diel, Kyjov a Sokolský potok. Ich výrazný prejav v geofyzikálnych poliach korešponduje aj s interpretovanými rozhraniami lineárneho i nelineárneho priebehu z DPZ. V geofyzikálnych poliach sa výrazne prejavuje aj geologická štruktúra zistená v okolí kóty Vihorlat a geologická štruktúra interpretovaná západne od kóty Vihorlat. Geologická štruktúra v okolí kóty Vihorlat pravdepodobne korešponduje so stratovulkánom Vihorlat. Geologická štruktúra interpretovaná západne od kóty Vihorlat nie je zatiaľ dostatočne geologicky dokumentovaná.

Geofyzikálne prejavy vulkanického komplexu v ostatnej časti regiónu sú menej výrazné. Hustotné anomálie nie sú plošne rozsiahle a to isté možno konštatovať aj o interpretovanom plošnom rozšírení magnetických hornín charakteristických kladnou, resp. zápornou polaritou.

Je potrebné zdôrazniť, že intenzita anomálií tiažového a magnetického poľa v študovanej oblasti je priamo úmerná zastúpeniu pevných vulkanických telies vo vulkanickom komplexe a hrúbke tohto komplexu. Informácie o týchto parametroch neovulkanických hornín nie sú dostatočné. Konštruovaná hrúbka vulkanického komplexu z výsledkov geofyzikálnych meraní má preto iba informatívnu hodnotu.

Zásadne informácie o predterciérnom podloží (reliéf podložia a jeho štruktúrna stavba) poskytujú tiažové, seizmické a geoelektrické merania. Najkomplexnejší pohľad na geologickú stavbu predterciérneho podložia však poskytujú výsledky interpretácií tiažových meraní.

Geologickým prínosom dosiaľ realizovaných geofyzikálnych prác je najmä vyhotovenie priebehu reliéfu predterciérneho podložia. Najvýraznejším štruktúrnym prvkom v reliéfe predterciérneho podložia je jeho elevačná forma sz.-jv. smeru, ktorá korešponduje s priebehom tzv. humenského mezozoika. Táto elevačná forma predterciérneho podložia je rozčlenená zlomovými systémami na čiastkové elevácie a depresie.

Medzi významné štruktúrne prvky predterciérneho podložia zaraďujeme aj elevačnú formu predterciérneho podložia interpretovanú vo východnej časti, v okolí Morského oka (vrt RH-2). Táto elevačná forma predterciérneho podložia pravdepodobne korešponduje s prítomnosťou mezozoických hornín bradlového pásma, vystupujúceho bližšie k povrchu.

Reliéf predterciérneho podložia sa postupne ponára pod terciérne sedimenty v severnej aj v južnej časti. Maximálna hrúbka terciérneho komplexu v severnej a južnej časti dosahuje až 2 km.

Geologickým prínosom interpretácií realizovaných geofyzikálnych prác týkajúcich sa regionálnej geologickej stavby predterciérneho podložia sú aj interpretované lineárne geofyzikálne merania, ktoré pravdepodobne korešpondujú so štruktúrno-tektonickou stavbou regiónu.

HYDROGEOLOGICKÉ POMERY

Z hydrogeologickoštruktúrneho hľadiska predstavujú neovulkanity Vihorlatských vrchov zložitú jednotku, ktorá popri znakoch hydrogeologického masívu má aj určité črty príznačné pre nádrže vrstvomých vôd. Paleogén na severnom okraji územia má charakter hydrogeologického masívu s obehom podzemných vôd prevažne v pripovrchovej zóne (JETEL, 1990).

Prvé hydrogeologické vrty sa v neovulkanitoch opisovaného územia realizovali pri Tibave (PORUBSKÝ, 1959) a Hlivištiach, kde ich zhodnotil REPKA (1960). V 60. rokoch sa vyhlbili ďalšie hydrogeologické vrty v súvislosti s budovaním rekreačných zariadení na severnom brehu Šíravy medzi Vinným a Jovsou (ADAMČÍK, 1966b; PRÍHODA, 1966, 1967 a i.). Výsledky vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu z rokov 1969–1976 (BAJO et al., 1976), pri ktorom sa vyhlbilo 16 hydrogeologických vrtov hlbokých 130–350 m, zhrnul BAJO v monografii (BAJO, BUJALKA a HALUŠKA, 1983), ktorá je základnou publikovanou prácou o hydrogeológii opisovaného územia.

Na výsledky tohto prieskumu nadviazali ďalšie prieskumné práce v neovulkanitoch na j. úpätí Vihorlatských vrchov s hydrogeologickými vrtmi hlbokými 35–171 m, ktoré zhodnotil predovšetkým MEDVEĎ (1981; 1985; 1986a, b, c; 1987a, b; 1988a, b, c; 1989a, b; 1990; 1991; MEDVEĎ et al., 1986). Čiastkové výsledky týchto prác publikovali ŽÁK a MEDVEĎ (1988). Z ďalších prác na j. okraji územia treba spomenúť najmä správy BUKVOVEJ (1977a, b) a RUSINU (1978, 1985). Chemizmus podzemných vôd neovulkanitov Vihorlatských vrchov opisuje SZABOVÁ (1976). Vzťah chemického zloženia podzemných vôd zostupných prameňov Vihorlatu a hydrodynamických podmienok skúmal JETEL (1989).

Podstatne menšia pozornosť ako neovulkanitom sa v opisovanom území venovala prieskumu podzemných vôd kvartéru, sedimentárneho neogénu a paleogénu (FRANKOVIČ, 1965; WAGNER, 1969; BAJO, 1969; ADAMČÍK, 1966; MEDVEĎ, 1989b; VERČIMÁK, 1972 a i.). Ojedinelé údaje o podzemných vodách v hlbších partiách mezozoika priniesli vrty J-1 a J-2 pri Jovse (SLÁVIK, 1969; BAJO et al., 1976) a vrt MLS-1 Podskalka (FRANKO, 1975). Intenzívnejší prieskum sa zamerával na vyhľadávanie, využitie a ochranu minerálnych vôd v Sobranciaciach (TKÁČIK, 1959; TKÁČIK a FRANKO, 1975; VALUŠIAKOVÁ, 1976; RUDINEC, 1981; POSPÍŠIL, 1981; MLYNARČÍK a PETRIVALDSKÝ, 1985; TKÁČIK, MLYNARČÍK a PETRIVALDSKÝ, 1994).

Opisované územie je súčasťou územia zobrazeného na základnej hydrogeologickej mape v mierke 1 : 200 000, list 38 Michalovce (ŠKVARKA et al.,

1985) a mape chemizmu podzemných vôd v tej istej mierke (GAZDA et al., 1985). Textové vysvetlivky k týmto mapám spracovali ŠKVARKA et al. (1976).

Hydraulické parametre hornín

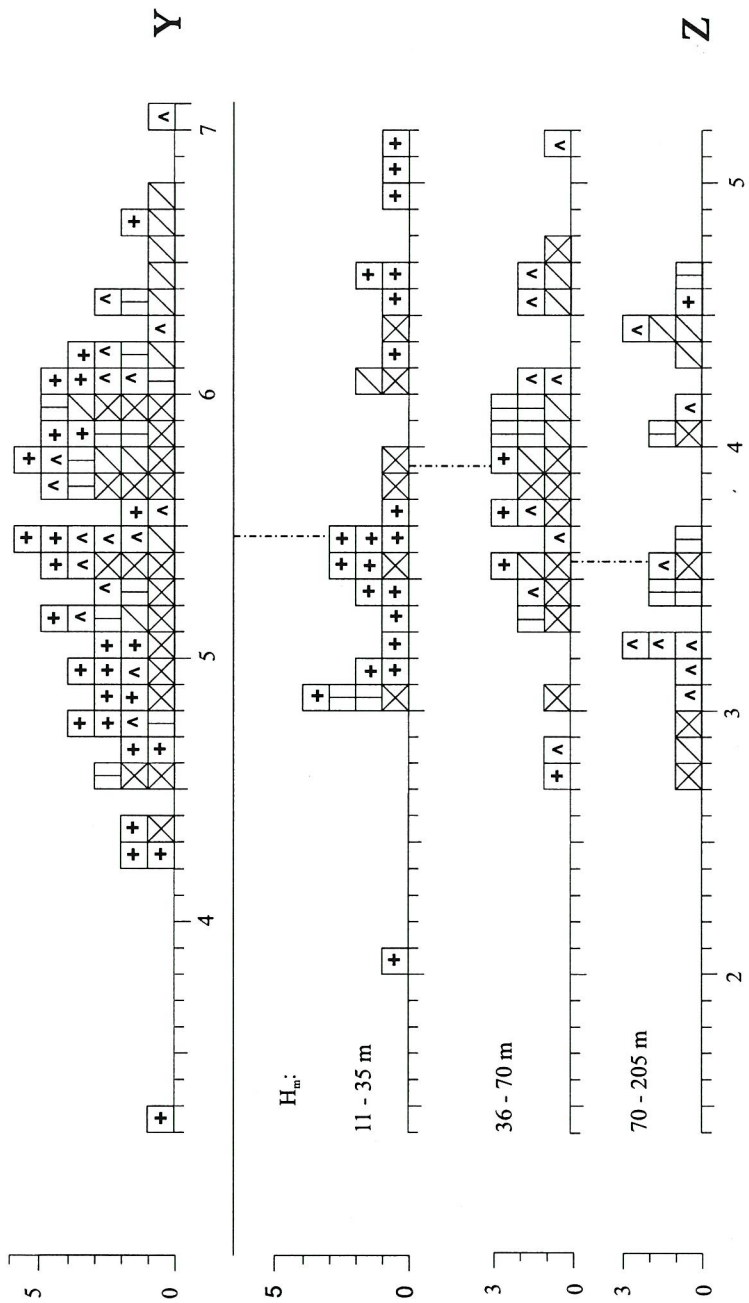
Informácie o prietochnosti a priemernej priepustnosti hornín neovulkanitov v opisovanom území boli získané interpretáciou výsledkov hydrodynamických skúšok v 86 skúšaných úsekoch 72 hydrogeologických vrtov hlbokých 20–350 m. Spodné okraje skúšaných úsekov dosahovali najčastejšie do hĺbky 40–120 m (v z. časti územia najčastejšie do 25–110 m, vo v. časti najčastejšie do 80–125 m), ojedinele až do 300–350 m. Hĺbka stredov skúšaných úsekov sa pohybovala v rozpätí 12–205 m. V z. časti územia sú skúšané úseky situované z veľkej časti v menšej hĺbke (medián hĺbky stredov úsekov 32 m), kým vo v. časti je stredná hĺbka stredov skúšaných úsekov výrazne vyššia (medián 68 m).

Pri regionálnom zhodnotení prietochnosti a priepustnosti sme postupovali podľa našej vlastnej metodiky (JETEL, 1985a) s uplatnením neskorších inovácií (JETEL, 1993b, 1995). Ukazovateľom produktivity skúšaných úsekov skúmaných zvodnencov sú hodnoty indexu prietochnosti Y (JETEL, 1985a, b), ktoré sa v skúšaných úsekoch zahrnutých do hodnotenia pohybujú v rozpätí $Y = 4,26–7,03$, čo zodpovedá mernej výdatnosti $q = 0,018–10,7 \text{ l.s}^{-1}.\text{m}^{-1}$. Zo súborov hodnotených údajov boli vylúčené extrémne nízke hodnoty indexov Y a Z z úseku 9–50 m vrtu VH-14 Porúbka ($Y = 2,37$ a $Z = 0,82$) a z úseku 3–22 m vrtu VH-4 Remetské Hámre ($Y = 3,21$; $Z = 1,93$). Medián indexu prietochnosti z 84 hodnotených úsekov má hodnotu $Md(Y) = 5,50$. To zodpovedá mediánu mernej výdatnosti $Md(q) = 0,31 \text{ l.s}^{-1}.\text{m}^{-1}$. Aritmetický priemer $M(Y) = 5,51$ zodpovedá geometrickému priemeru štandardných merných výdatností $G(q) = 0,32 \text{ l.s}^{-1}.\text{m}^{-1}$. Zistenej výberovej smerodajnej odchýlke hodnôt Y zodpovedá odhad smerodajnej odchýlky v základnom súbore $s_Y = 0,630$.

Podľa regresnej závislosti logaritmickej prepočtovej diferencie d od indexu Y empiricky odvodené z analýzy výsledkov hydrodynamických skúšok v neovulkanitoch (JETEL, 1993a, b)

$$d = 0,13 Y - 0,40$$

vychádza z uvedených charakteristík distribúcie hodnôt indexu Y odhad rozpätia koeficientu prietochnosti $T = 3 \cdot 10^{-5} - 3 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ pri odhade mediánu prietochnosti $Md(T) = 6,4 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ a geometrického priemeru koeficientu prietochnosti $G(T) = 6,7 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$. Podľa klasifikácie prietochnosti (KRÁSŇY, 1993) možno priemernú prietochnosť skúšaných úsekov neovulkanitov v skúmanom území označiť ako stredne vysokú (trieda III) s veľkou variabilitou prietochnosti (podtrieda III_d). Úroveň priemernej prietochnosti kvalifikuje neovulkanity opisovaného územia na využitie zdrojov podzemnej vody väčšími odbermi na miestne zásobovanie.



H_m = hĺbka stredy skúšaného úseku

Obr. 42 Histogramy indexu prietôčnosti Y a indexu priepustnosti Z v neovulkanitoch Vihorlatských vrchov (J. Jetel, 1996)

Maximálna výdatnosť dosiahnutá pri odberových skúškach sa pohybovala v jednotlivých vrtoch v širokom rozpätí $Q_{\max} = 0,10\text{--}0,50$ l/s okolo mediánu $Md(Q_{\max}) = 2,7$ l/s (v z. časti územia s mediánom 1,5 l/s, na V s mediánom 5,0 l/s). Výdatnosť, ktorú možno odporučiť na trvalé využívanie, neprevyšuje v najpriaznivejších prípadoch 5–20 l/s.

Hodnoty indexu priepustnosti Z v skúšaných úsekoch vrtoch v neovulkanitoch skúmaného územia ležia (po vylúčení extrémne nízkych hodnôt) v intervale $Z = 2,71\text{--}5,15$ okolo mediánu $Md(Z) = 3,73$ a aritmetického priemeru $M(Z) = 3,83$ s odhadom smerodajnej odchýlky v základnom súbore $s_z = 0,596$. Pri prijatých prepočtových diferenciách d zodpovedá týmto charakteristikám distribúcie indexu Z odhad rozpätia priemerného koeficientu filtrácie $k = 8 \cdot 10^{-7}\text{--}4 \cdot 10^{-4}$ m/s, medián koeficientu filtrácie $Md(k) = 1,1 \cdot 10^{-5}$ m/s a odhad geometrického priemeru koeficientu filtrácie $G(k) = 1,4 \cdot 10^{-5}$ m/s. Podľa osemstupňovej klasifikácie priepustnosti (JETEL, 1982) ide v priemere o pomerne slabú až mierne priepustnú kolektory (trieda IV–V) s mierne zväčšenou variabilitou (podtrieda IVc–Vc).

Na získanom súbore údajov o neovulkanitoch skúmaného územia sme obdobne ako v ostatných skúmaných regiónoch východoslovenských neovulkanitov (JETEL, 1993a) opäť overovali platnosť tradičnej predstavy o závislosti priemernej priepustnosti vulkanického komplexu od podielu andezitov a iných efuzív. Tento podiel, označený symbolom \underline{a} , sme počítali ako sumárnu hrúbku andezitov a iných efuzív v skúšanom úseku vrta delenú celkovou dĺžkou skúšaného otvoreného úseku. Predstavu o rozdelení zistených hodnôt indexov Y a Z vo vzťahu k hodnotám podielu \underline{a} poskytujú histogramy na obr. 42.

Súbor 84 hodnôt indexu priepustnosti Z sme najprv rozčlenili na 3 podsúbory – podsúbor A s výhradným zastúpením andezitov a iných efuzív ($\underline{a} = 1$), podsúbor B s rôznym pomerom andezitov a vulkanoklastík ($\underline{a} = 0,08\text{--}0,97$) a podsúbor C s výhradným zastúpením vulkanoklastík ($\underline{a} = 0$). Podsúbor A (17 údajov) reprezentuje prevažne úseky z pripovrchovej zóny v západnej časti územia (14 údajov s hĺbkou stredov skúšaných úsekov $H_m = 12\text{--}29$ m pri mediáne 18 m), pričom ďalej zahŕňa aj 3 údaje s $H_m = 37\text{--}52$ m z východnej časti územia [spoločný medián $Md(H_m)$ pre celý podsúbor je 20 m].

Podsúbor A vykazuje rozpätie hodnôt indexu $Y = 4,26\text{--}6,17$ a indexu $Z = 2,71$ až 5,04. Podsúbor B (55 údajov) zahŕňa úseky s veľmi rozdielnymi hĺbkovými pozíciami ($H_m = 19\text{--}205$ m s mediánom 66 m) a s rozpätím hodnôt $Y = 4,57\text{--}7,03$ a $Z = 2,80\text{--}5,15$. Takisto tretí podsúbor C (12 údajov) reprezentuje úseky situované v rozličnej hĺbke ($H_m = 16\text{--}145$ m, medián 40 m) s hodnotami $Y = 4,37\text{--}5,97$ a $Z = 2,77\text{--}4,40$. Charakteristiky distribúcie hodnôt Y a Z v podsúboroch A, B a C uvádza nasledujúca tabuľka:

Tab. 10 Charakteristiky distribúcie hodnôt Y a Z v podsúboroch A, B a C (J. Jetel, 1996)

Podsúbor	Podiel \underline{a}	Md(Y)	M(Y)	s_Y	Md(Z)	M(Z)	s_Z
A	1,00	4,96	5,02	0,544	3,60	3,73	0,671
B	0,08–0,97	5,78	5,74	0,562	3,98	3,91	0,580
C	0,00	5,22	5,18	0,522	3,57	3,59	0,506

Z tabuľky je zrejmé, že stredné hodnoty priepustnosti v jednotlivých podsúboroch nenaznačujú signifikantne vyššiu priemernú priepustnosť andezitov oproti vulkanoklastikám. Na potvrdenie týchto záverov bol vzťah podielu \underline{a} a indexu priepustnosti Z podrobený korelačnej analýze. Pre súbor 84 údajov, zahŕňajúci vymedzené podsúbory A, B a C, sa lineárna korelácia nepreukázala.

Na umožnenie priameho porovnania získaných výsledkov s charakteristikami prietočnosti a priepustnosti neovulkanitov v doteraz oddelene hodnotených častiach skúmaného územia a j. časti Slanských vrchov (JETEL, 1993a, 1994, 1996) boli získané údaje ďalej rozčlenené na 4 podsúbory s rozpätím podielov $\underline{a} = 0-0,20$; $0,21-0,50$; $0,51-0,80$ a $0,81-1,00$:

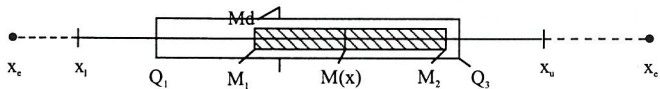
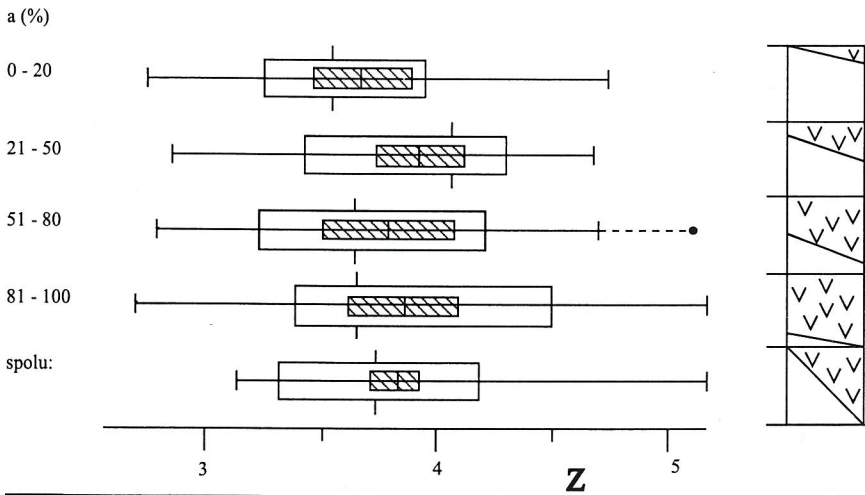
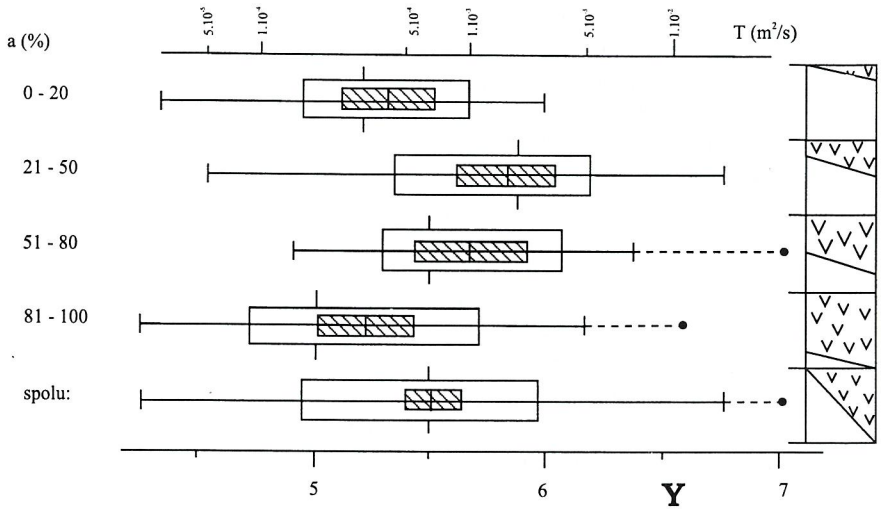
Tab. 11 Charakteristiky distribúcie hodnôt Y a Z pri rozčlenení na 4 podsúbory (J. Jetel, 1996)

\underline{a} (%)	n	R(Y)	Md(Y)	M(Y)	s_Y	R(Z)	Md(Z)	M(Z)	s_Z
0–20	19	4,37–6,00	5,33	5,33	0,507	2,77–4,75	3,71	3,68	0,515
21–50	23	4,57–6,78	5,89	5,84	0,581	2,87–4,68	4,07	3,93	0,526
51–80	17	4,73–7,03	5,50	5,69	0,585	2,80–5,11	3,65	3,80	0,662
81–100	25	4,26–6,62	5,01	5,22	0,635	2,71–5,15	3,66	3,86	0,673
Spolu	84	4,26–7,03	5,50	5,51	0,630	2,71–5,15	3,73	3,83	0,596

[n = počet údajov, R(Y), R(Z) = rozpätie]

V porovnaní s j. časťou Slanských vrchov (JETEL, 1993a) sú výberové aritmetické priemery indexu prietočnosti Y v podsúboroch $\underline{a} = 0-20$ %, $51-80$ % a $81-100$ % a v súhrnnom súbore zo skúmaného územia o niečo nižšie, rozdiely však nie sú signifikantné. Priemerné hodnoty indexu priepustnosti Z podsúboru $\underline{a} = 81-100$ % a súhrnného súboru sú zhodné so zodpovedajúcimi hodnotami $M(Z)$ zo Slanských vrchov.

Porovnanie zistených aritmetických priemerov $M(Y)$ a $M(Z)$ jednotlivých podsúborov umožňuje obr. 43, zobrazujúci aj 90-percentné intervaly spoľahlivosti výberových aritmetických priemerov. Nápadná je zvýšená hodnota $M(Y)$ pre podsúbor $\underline{a} = 21-50$ % a rozdiel medzi vyššími hodnotami $M(Y)$ „zmiešaných“ podsúborov s $\underline{a} = 21-50$ % a $51-80$ % oproti nižším hodnotám „čistých“ podsúborov $\underline{a} = 0-20$ %, a najmä $81-100$ %. Najvyššiu štatistickú významnosť (so štatistickou istotou väčšou ako 99,9 %) má rozdiel v $M(Y)$ medzi podsúbormi $\underline{a} = 21-50$ % a $81-100$ %, pričom však signifikantne vyššiu



$$P(90\%) = M_1 \quad \mu(x) \quad M_2$$

Obr. 43 Intervaly spoľahlivosti aritmetických priemerov M (Y) a M (Z) v neovolkanitoch Vihorlatských vrchov (J. Jetel, 1996)

priemernú prietočnosť vykazuje podsúbor s prevahou vulkanoklastík oproti podsúboru s výraznou prevahou andezitov. So štatistickou istotou vyššou ako 99,5 % sa preukázala vyššia priemerná prietočnosť v podsúbore $\underline{a} = 21-50$ % oproti podsúboru $\underline{a} = 0-20$ %. Signifikantný (P nad 95 %) je aj rozdiel medzi vyššou hodnotou $M(Y)$ podsúboru $\underline{a} = 51-80$ % oproti podsúboru $\underline{a} = 0-20$ %.

Rozdiely priemerných indexov priepustnosti $M(Z)$ medzi jednotlivými podsúbormi nie sú také významné. Najvýraznejšie sa líši vyššia hodnota $M(Z)$ podsúboru $\underline{a} = 21-50$ % od hodnoty z podsúboru $\underline{a} = 0-20$ % (štatistická istota $P = 93$ %). Málo významné ($P = 82$ %) je zvýšenie priemernej priepustnosti v podsúbore s výraznou prevahou andezitov (81–100 %) oproti podsúboru s výraznou prevahou vulkanoklastík ($\underline{a} = 0-20$ %).

Obraz o distribúcii hodnôt indexu Z v jednotlivých podsúboroch poskytuje aj kvantilový graf na obr. 44. Nápadný je tu prejav nehomogenity v podsúbore 81–100 % s výrazným skokom medzi hodnotami $Z = 3,98$ a $4,35$. Tento skok naznačuje, že tento podsúbor je zrejme zložený z dvoch čiastkových podsúborov ($Z = 2,71-3,98$ a $Z = 4,35-5,15$) s odlišným rozdelením priepustnosti. Interpretácia geohydraulickej a geologickej podstaty týchto čiastkových podsúborov bude úlohou ďalších výskumov.

Určitý náznak podobného rozčlenenia podsúborov však možno na obr. 44 pozorovať aj pri podsúboroch 51–80 % a 21–50 %.

Zhodnotenie vzťahu priemernej priepustnosti a podielu andezitov na celkovej dĺžke skúšaných úsekov na skúmanom území ukazuje, že vyššia priepustnosť andezitov oproti vulkanoklastikám, ktorú konštatoval BAJO (1976), sa po analýze rozšíreného súboru údajov prejavuje iba určitými náznakmi a nie je jednoznačne preukázateľná, najmä pri porovnávaní úsekov s výraznou prevahou andezitov s úsekmi s veľmi malým alebo nulovým podielom efuzív.

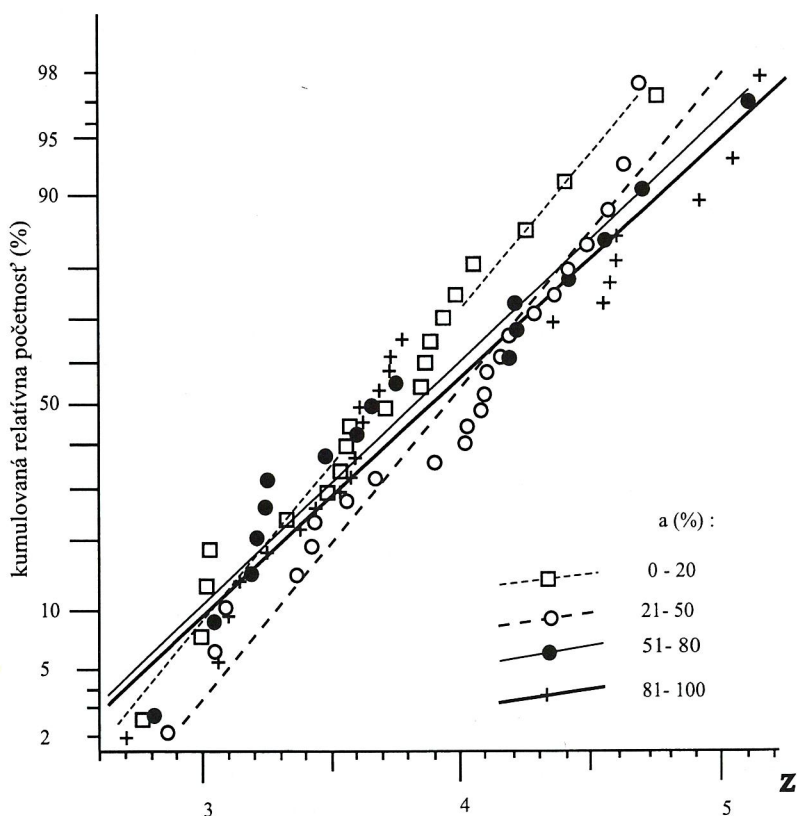
Na orientáciu o priemerných hodnotách koeficientov prietočnosti T a koeficientov filtrácie k , odvodených s použitím prijatých hodnôt logaritmickej prepočtovej diferencie d z vypočítaných aritmetických priemerov logaritmických parametrov Y a Z , uvádzame v nasledujúcich tabuľkách príslušné odhady geometrických priemerov $G(T)$ a $G(k)$ koeficientov T a k v jednotlivých podsúboroch spolu s odhadmi dolnej a hornej hranice intervalov spoľahlivosti pre $P = 90$ %:

Tab. 12 Odhady geometrických priemerov $G(T)$ a $G(k)$ koeficientu prietočnosti T a koeficientu filtrácie k (J. Jetel, 1996)

Podiel a (%)	$G(T)$ m^2/s	Interval spoľahlivosti $G(T)$
0–20	$4,2 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-4} - 7,1 \cdot 10^{-4}$
21–50	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$9,3 \cdot 10^{-4} - 2,7 \cdot 10^{-3}$
51–80	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$5,6 \cdot 10^{-4} - 2,0 \cdot 10^{-3}$
81–100	$3,2 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-4} - 5,6 \cdot 10^{-4}$
Spolu	$6,7 \cdot 10^{-4}$	$5,0 \cdot 10^{-4} - 9,1 \cdot 10^{-4}$

Podiel a (%)	G(k) m/s	Interval spoľahlivosti G(k)
0-20	$9,5 \cdot 10^{-6}$	$5,6 \cdot 10^{-6} - 1,6 \cdot 10^{-5}$
21-50	$2,0 \cdot 10^{-5}$	$1,2 \cdot 10^{-5} - 3,2 \cdot 10^{-5}$
51-80	$1,4 \cdot 10^{-5}$	$6,7 \cdot 10^{-6} - 2,8 \cdot 10^{-5}$
81-100	$1,4 \cdot 10^{-5}$	$7,6 \cdot 10^{-6} - 2,5 \cdot 10^{-5}$
Spolu	$1,4 \cdot 10^{-5}$	$1,1 \cdot 10^{-5} - 1,9 \cdot 10^{-5}$

Korelačnému rozboru sme podrobili aj vzťah medzi priemernou priepustnosťou a hĺbkovou pozíciou úseku, ktorý bol aj preukázaný v z. časti územia (JETEL, 1996). Pre súhrnný súbor 84 údajov sa zistila iba veľmi slabá negatívna korelácia medzi indexom priepustnosti Z a hĺbkou stredu skúšaného úseku H_m s výbero-



Obr. 44 Distribúcia hodnôt indexu priepustnosti Z v neovulkanitoch Vihorlatských vrchov (J. Jetel, 1996)

vým koeficientom lineárnej korelácie $r = -0,162$, ktorý sa líši od nuly so štatistickou istotou P iba 85 %. Významnejšiu negatívnu koreláciu bolo možné konštatovať po menšej redukcii tohto súboru vypustením 11 najvýraznejšie anomálnych údajov, kde bola anomália spôsobená zrejme príliš veľkým hĺbkovým rozsahom úseku. Pre takto upravený súbor 74 údajov bola stanovená hodnota $r = -0,277$ a lineárna regresná rovnica

$$Z = 4,02 - 0,00375 H_m .$$

Zistený výberový koeficient korelácie sa líši štatisticky významne od nuly ($P = 97,5\%$).

Výsledky skúmania uvedených závislostí potvrdzujú, že aj na území Vihorlatských vrchov a Popriečneho sa uplatňuje ako významný faktor určujúci priestorovú distribúciu priemernej priepustnosti hornín exponenciálny pokles priemernej priepustnosti s hĺbkou. Výraznosť vplyvu tohto faktora sa však môže líšiť v jednotlivých horninových typoch neovulkanického komplexu.

Z predterciérneho podložia sú tu k dispozícii iba orientačné údaje hydrodynamickej skúšky z vrchnotriasových dolomitov vo vrte MLS-1 Podskalka. Z údajov o dosiahnutej výdatnosti v úseku 908–928 m v tomto vrte, ktoré uvádza FRANKO (1975), možno odvodiť odhad hodnôt indexu prietočnosti $Y = 2,16$ až $2,21$ a indexu priepustnosti $Z = 0,84$ až $0,89$. Veľmi približne môžeme z týchto hodnôt odvodiť pre skúšaný úsek dolomitov odhad koeficienta prietočnosti T okolo $2 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$ a odhad priemerného koeficienta filtrácie k okolo $8 \cdot 10^{-9} \text{ m/s}$.

Na hydraulické vlastnosti hornín paleogénu možno usudzovať iba analógiou na základe zovšeobecnených poznatkov regionálneho štúdia hydraulických parametrov hornín karpatského flyšu (JETEL et al., 1990; JETEL, 1991, 1992). Medzizrnová priepustnosť týchto hornín je spravidla zanedbateľne nízka a obeh podzemných vôd sa tu sústreďuje jednak do pripovrchovej zóny (JETEL, 1990), jednak do tektonicky podmienených puklinových zón. Najvýraznejším faktorom určujúcim priestorovú distribúciu priepustnosti je tu exponenciálny pokles priemernej priepustnosti horninového masívu s hĺbkou (JETEL, 1990, 1991).

Nedostatočný počet spoľahlivých údajov o hydraulických a geohydraulických parametroch je v skúmanom území k dispozícii z kolektorov sedimentárneho neogénu a kvartéru.

Chemické zloženie a kvalita podzemných vôd

Celkovú charakteristiku chemického zloženia a kvality podzemných vôd skúmaného územia možno podať na základe pomerne početných údajov o chemickom zložení vôd prameňov a vrtov. Pritom sme využili účelnú kombináciu viacerých klasifikačných systémov s odlišnými princípmi klasifikácie, optimálne odrážajúcimi jednotlivé aspekty priestorovej distribúcie chemizmu vôd (JETEL, 1975).

Celková mineralizácia vôd prameňov vyvierajúcich v skúmanom území z neovulkanitov sa pohybuje v rozpätí 0,06–0,30 g/l, s ojedinelým výskytom hodnoty 0,53 g/l. Najčastejšie sa vyskytujú vody s mineralizáciou 0,06–0,21 g/l. Medián celkovej mineralizácie 27 skúmaných prameňov z neovulkanitov Vihorlatských vrchov a Popriečného má hodnotu 0,151 g/l, aritmetický priemer je 0,173 g/l pri smerodajnej odchýlke 0,108 g/l. Po vylúčení extrémnej hodnoty 0,534 g/l klesne aritmetický priemer na 0,159 g/l a smerodajná odchýlka na 0,082 g/l. Celková mineralizácia vôd prameňov odráža do značnej miery geomorfologickú pozíciu. Kým v horskom reliéfe Vihorlatských vrchov a Popriečného je celková mineralizácia vôd prameňov v prevažnej väčšine nižšia ako 0,20 g/l, s mediánom 0,10 g/l, vody vyvierajúce z neovulkanitov v skúmanej časti Podvihorlatskej pahorkatiny majú mineralizáciu v rozpätí 0,21–0,30 g/l okolo mediánu 0,28 g/l.

Veľmi výrazná je závislosť typu chemizmu vôd prameňov od úrovne celkovej mineralizácie. Pre typy vôd Alekinovej klasifikácie ju ilustruje táto tabuľka:

Tab. 13 Závislosť typu chemizmu vôd prameňov od úrovne celkovej mineralizácie (J. Jetel, 1996)

Typ	Počet	Celková mineralizácia (g/l)	
		Rozpätie	Medián
S ^{Ca} _{IIIa}	1	–	0,060
C ^{Ca} _{IIIb}	2	0,067–0,069	0,068
C ^{Ca} _{IIIa}	4	0,063–0,129	0,098
C ^{Ca} _{II}	9	0,066–0,294 (0,534)	0,110
C ^{Ca} _I	11	0,168–0,302	0,248

Kým pri nízkych hodnotách mineralizácie možno teda pozorovať výskyt typov C^{Ca}_{II}, C^{Ca}_{IIIa}, C^{Ca}_{IIIb} i S^{Ca}_{IIIa}, v rozpätí mineralizácie 0,13–0,16 g/l sa už vyskytuje iba typ C^{Ca}_{II}, ku ktorému sa pri vyššej mineralizácii pripája typ C^{Ca}_I, najčastejšie sa vyskytujúci typ vo vodách prameňov z neovulkanitov v skúmanom území.

V molárnej klasifikácii (JETEL a PAČES, 1979) sa najčastejšie vyskytujú subfácie C–Ca–Mg a C–Ca–Na. Diferenciáciu výskytov jednotlivých fácií a subfácií v závislosti od celkovej mineralizácie prezentuje nasledujúca tabuľka:

Tab. 14 Diferenciácia výskytov jednotlivých molárnych fácií a subfácií v závislosti od celkovej mineralizácie (J. Jetel, 1996)

Molárna subfácia	Počet	Celková mineralizácia g/l	
		Rozpätie	Medián
N–Ca–C	1	–	0,067
C–N–Ca	2	0,063–0,069	0,066
C–Ca–N	2	0,104–0,129	0,116
C–Ca–S	4	0,060–0,1551	0,100
C–Ca–Na	12	0,066–0,259	0,162
C–Ca–Mg	6	0,240–0,302 (0,534)	0,292

Po pestrom výskyte rôznych facií a subfacií pri nízkej mineralizácii (do 0,15 g/l), často s výrazným podielom molárnej koncentrácie N, resp. dusičnanov, sa pri vyššej mineralizácii vyskytuje v rozsahu 0,15–0,24 g/l už iba subfácia C–Ca–Na, ku ktorej sa pri ďalšom raste mineralizácie nad 0,24 g/l pripája subfácia C–Ca–Mg.

Pri roztriedení vôd podľa Gazdovej klasifikácie (GAZDA, 1971) výrazne prevažuje vyhranený základný typ A₂ (kalciovo-magnéziovo-hydrogénkarbonátový). Pri najnižšej mineralizácii do 0,13 g/l je najčastejší nevyhranený základný typ A₂ popri menej zastúpených prechodných a zmiešaných typoch s najvyššími podielmi zložiek A₂ a S₂(SO₄). Nevyhranený základný typ A₂ (5 výskytov) je príznačný pre rozsah mineralizácie 0,066–0,151 g/l, kým vyhranený základný typ A₂ (14 výskytov) sa vyskytuje iba pri mineralizácii prevyšujúcej 0,140 g/l.

Kvalita pitných vôd je pri prameňoch z neovulkanitov vcelku veľmi dobrá, s ojedinelými výskytmi mierne zvýšenej koncentrácie Fe. Celková mineralizácia a koncentrácia väčšiny hlavných zložiek týchto vôd zostupných prameňov vo Vihorlatských vrchoch a Popriečnom je výrazne závislá od hydrodynamických podmienok (od času zdržania vôd týchto prameňov v horninovom prostredí – JETEL, 1989).

Na zhodnotenie chemizmu vôd z vrto v neovulkanitoch skúmaného územia bolo možné použiť rozborov zo 41 skúšaných úsekov hydrogeologických vrto. Od vôd prameňov sa tieto vody odlišujú vyššou úrovňou celkovej mineralizácie (0,14–0,49 g/l s mediánom 0,250 g/l), takmer všeobecnou prítomnosťou zložky A₁ (Na–HCO₃) a odlišným zastúpením jednotlivých chemických typov alebo molárnych subfacií. Vody z vrto v neovulkanitoch skúmaného územia predstavujú z prevažnej časti (88 % výskytov) typ C^{Ca}_I s pomerne zriedkavým výskytom typu C^{Ca}_{II} (7 %) a C^{Na}_I. Podľa molárnej klasifikácie je najčastejšia (58 %) subfácia C–Ca–Na popri menej častej subfacii C–Na–Ca (27 %) a C–Ca–Mg (15 %). V Gazdovej klasifikácii ide prevažne (83 %) o vyhranený základný typ A₂ (Ca–Mg–HCO₃). Podstatne menej (15 %) je zastúpený nevyhranený základný typ A₂ a ojedinelý je výskyt zmiešaného typu.

V dôsledku priestorových rozdielov v podmienkach obehu podzemnej vody, klimatických charakteristík (vyššie zrážky a nižšia teplota na s. okraji územia) a času zdržania vody v horninovom prostredí sa vo vodách z vrto uplatňuje výrazná priestorová diferenciácia chemizmu, prejavujúca sa rastom priemernej mineralizácie od S na J, spojeným aj so zmenami v zastúpení jednotlivých typov a subfacií.

Vrty na s. okraji Vihorlatských vrcho medzi Porúbkou a Zemplínskymi Hámrami majú celkovú mineralizáciu 0,15–0,24 g/l s mediánom 0,187 g/l a s prevahou typu C^{Ca}_I pri ojedinelom výskyte typu C^{Na}_I. Prevažuje subfácia C–Na–Ca s ojedinelým výskytom subfacie C–Ca–Na a popri Gazdovom vyhranenom základnom type A₂ sa vyskytuje aj nevyhranený typ A₂ a zmiešaný typ.

Vrty v strede pohoria v okolí Morského oka (VH-4, VH-5) majú už vody s vyššou mineralizáciou (0,22–0,25 g/l, medián 0,238 g/l). Rovnomerne sú zastúpené typy C_{I}^{Ca} a C_{II}^{Ca} . Na rozdiel od s. okraja prevažuje subfácia C–Ca–Na nad subfáciou C–Ca–Mg, pričom subfácia C–Na–Ca sa tu nevyskytuje. V Gazdovej klasifikácii sa tu vyskytuje výhradne vyhranený typ A_2 .

Najpočetnejšia je skupina vrto v j. okraji Vihorlatských vrchov medzi Vinným a Hlivišťami (spolu s vrtom VH-8 na úpätí Popričného). Celková mineralizácia má už väčšie rozpätie (0,14–0,49 g/l s mediánom 0,240 g/l) a takmer výhradne je tu zastúpený typ C_{I}^{Ca} (90 %) pri ojedinelých výskytoch typov C_{II}^{Ca} a C_{I}^{Na} . Výrazná je aj prevaha subfácie C–Ca–Na (70 %) nad subfáciou C–Na–Ca, kým subfácia C–Ca–Mg tu nebola zistená. V Gazdovej klasifikácii prevažuje vyhranený typ A_2 (80 %) nad nevyhraneným typom A_2 .

Najjužnejšiu skupinu predstavujú vrty v Podvihorlatskej pahorkatine medzi Choňkovicami a Sejkovom. Priemerná mineralizácia je tu najvyššia (medián 0,308 g/l) pri rozpätí 0,27–0,42 g/l, z Alekinových typov je tu zastúpený výhradne typ C_{I}^{Ca} . Rovnomerné je zastúpenie subfácie C–Ca–Na (50 %) a C–Ca–Mg (42 %), ojedinelý je výskyt subfácie C–Na–Ca. Jediným zastúpeným typom Gazdovej klasifikácie je tu vyhranený základný typ A_2 (Ca–Mg– HCO_3).

Kvalita vôd z vrto v neovulkanitoch skúmaného územia vyhovuje spravidla požiadavkám STN na pitné vody, miestami sú iba mierne prekročené medzné hodnoty Fe v dôsledku oxidačnej degradácie rozptýlených sulfidov.

Údaje o chemizme podzemných vôd v najhlbších partiách podložného mezozoika v skúmanom území priniesli vrty J-1 a J-2 pri Jovse (SLÁVIK, 1969; BAJO et al., 1976) a vrt MLS-1 Podskalka (FRANKO, 1975). Voda z jurských vápencov a brekcií v intervale 187–250 m v podloží neovulkanitov vo vrte J-2, s celkovou mineralizáciou 0,87–0,89 g/l, predstavuje typ C_{I}^{Na} v subfácii C–Na–Cl a patrí ku Gazdovmu prechodnému typu A_1 – A_2 . Obsahuje 1,8–1,9 mg/l H_2S , takže ju možno označiť ako sírnu minerálnu vodu.

Voda z úseku 908–929 m vo vrte MLS-1, čerpaná z vrchnotriasových dolomitov, patrí takisto k typu C_{I}^{Na} a prechodnému Gazdovmu typu A_2 – A_1 . Vzhľadom na vyšší obsah sulfátov a nižší podiel chloridov však predstavuje subfáciu C–Na–S. Má celkovú mineralizáciu 0,83 g/l a kolektorovú teplotu 33 °C.

Minerálne vody

Najvýznamnejším výskytom minerálnych vôd v skúmanom území a jeho najbližšom okolí sú uhličité minerálne vody Sobraneckých kúpeľov na j. okraji opisovaného územia. Pred vyhladávacím hydrogeologickým prieskumom, ktorý prebiehal v rokoch 1976–1983, bol jediným zachyteným a využívaným zdrojom Hlavný prameň s výdatnosťou 0,28 l/s a s celkovou mineralizáciou 7,95 g/l. Podľa STN 86 8000 je to voda stredne mineralizovaná, chloridová sodná, sírna,

so zvýšeným obsahom fluóru a stroncia, studená. Obsahuje 0,47 g/l voľného CO₂ a 18,3 mg/l H₂S. Predstavuje typ Cl^{Na}_{IIIa} v subfácii Cl–Na–C, v Gazdovej klasifikácii je to vyhranený základný typ Na–Cl [S₁(Cl) = 74 ekv. %].

Z nových vrtov v Sobraneckých kúpeľoch môže ako trvalý odberný objekt slúžiť vrt TMS-2 s využitelnou výdatnosťou 0,8 l/s (TKÁČIK, MLYNARČÍK a PETRIVALDSKÝ, 1994). Voda z vrtu TMS-2, hlbokého 150 m, je v zmysle STN 86 8000 stredne mineralizovaná, chloridovo-uhličitanová sodno-vápenatá, sírna, so zvýšeným obsahom fluóru. Celková mineralizácia dosahuje 10,5 g/l, teplota 19,5 °C, obsah voľného CO₂ 0,90 g/l. Koncentrácia H₂S sa pohybuje okolo 49 mg/l. Najhlbší vrt TMS-1, hlboký 832 m, navrtal v hĺbke 797 m triasové karbonáty, pravdepodobne krížňanského prikrovu, s minerálnou vodou výrazne nátriovo-chloridového typu pri celkovej mineralizácii 13,1 g/l a s teplotou 29,5 °C. Obsah CO₂ dosahoval 0,55 g/l, koncentrácia H₂S 5,7 mg/l, železa 30,6 mg/l. Celkové exploatačné množstvo minerálnej vody z prameňov aj využitelných vrtov bolo pre Sobranecké kúpele stanovené na 1,2 l/s (MLYNARČÍK a PETRIVALDSKÝ, 1985). Prostredím tvorby a akumulácie minerálnych vôd sú tu triasové karbonáty v podloží neogénu (vo vrte TMS-2 zistené už v hĺbke 60 m).

Ďalšie významné výskyty minerálnych vôd ležia už väčšinou mimo skúmaného územia, v okolí Hnojného, Sejkova a Malých Zalužíc (SLÁVIK, 1969). Významnejším výskytom vnútri skúmaného územia je voda z vrtov J-1 a J-2 pri Jovse, o ktorej sme sa už zmienili pri opise chemického zloženia podzemných vôd územia. Z okolia Jovsy je známy aj zaniknutý prameň minerálnej vody Petrónia. Výrazným prejavom sytenia podzemných vôd hlbinným CO₂ na južnom okraji územia bola erupcia uhličitej minerálnej vody vo vrte Hn-53 pri Malých Zalužiciach v r. 1956 (RAČICKÝ, 1959). Z výverov sírných vôd v skúmanom území sa treba zmieniť o prameni vyvierajúcom na JV od Baškoviec, na priečnom zlome, na ktorom vyvierajú aj sobranecké minerálne vody. Voda je značne zmiešaná s vodami kvartérnych kolektorov (BAJO et al., 1976). Výdatnosť je nepatrná. Celková mineralizácia dosahuje 0,38 g/l, voda patrí k typu C^{Ca}₁ v subfácii C–Ca–Na.

Obeh a odtok podzemných vôd

Na systém prúdenia podzemnej vody v celom skúmanom území možno aplikovať koncepciu spojitých geohydrodynamických systémov (TÓTH, 1963) s rozčlenením obehu na lokálne, intermediárne a regionálne subsystémy prúdenia, do ktorých sa z kvantitatívneho a priestorového hľadiska rozdeľuje voda infiltrovaná do horninového prostredia zo zrážok.

Lokálne subsystémy predstavujú zostupné prúdenie nehlboko pod povrchom terénu k najbližšej lokálnej báze odvodnenia, t. j. do miestnej siete vodných tokov. Lokálny obeh prebieha predovšetkých v pripovrchovej zóne (JETEL, 1990) a so zvýšenou intenzitou aj v pripovrchových úsekoch tektonicky podmienených

puklinových zón (v zmysle PLIČKU, 1968). Lokálne subsystemy sa rozhodujúcou mierou podieľajú na celkovom odtoku podzemných vôd z najväčšej časti skúmaného územia.

Časť podzemnej vody zostupuje z príporchovej zóny vertikálne po puklinových zónach a laterálne niektorými vulkanickými telesami, ktoré majú charakter vrstvových kolektorov (porušené lávové prúdy), do väčšej hĺbky a v intermediárnych subsystemoch odteká k drenážnym bázam vyššieho rádu. Smery prúdenia v intermediárnych obehoch už nekopírujú smery spádnic lokálneho reliéfu, ale viac-menej sa zhodujú s generálnym sklonom povrchu, t. j. v severnej časti na S, v južnej časti na J a JZ.

Prevažná časť podzemných vôd lokálnych a intermediárnych obehov vystupuje na povrch vo forme rozptýleného prírónu do povrchových tokov. Pre intermediárne obehly je pritom príznačné najmä odvodňovanie na puklinových zónach v dolinách väčších tokov. Pomerne značná časť vôd intermediárneho obehly však prestupuje pod povrchom terénu do kolektorov sedimentárneho neogénu (najmä v priestore choňkovej depresie), čo napomáha aj prstovité vybiehanie vulkanických telies do komplexu neogénnych sedimentov.

Menšia časť vôd lokálnych a intermediárnych obehov vyviera v podobe prameňov. Podľa BAJA et al. (1976) odteká z tohto územia prostredníctvom 409 prameňov zhruba 300 l/s, t. j. približne iba 20 % z celkového odtoku podzemných vôd z plochy územia. Výdatnosť prameňov je tu spravidla malá, väčšinou 0,05–0,2 l/s. Štyridsaťdva prameňov vykazuje výdatnosť väčšiu ako 1 l/s a iba pri 8 prameňoch výdatnosť prekračuje 5 l/s.

Podzemné vody, ktoré sa nezačlenili do odtoku prostredníctvom lokálnych a intermediárnych obehov, zostupujú smerom od hlavného hrebeňa pohoria do väčšej hĺbky po hydraulických komunikáciách (významnejších puklinových zónach a otvorených zlomoch), zasahujúcich miestami až do predterciérneho podlažia. Po prekonaní ďalšieho viac-menej horizontálneho tranzitného úseku pod okrajmi pohoria, kde sa spravidla postupne zvyšuje ich teplota, mineralizácia a obsah plynov, smerujú vody regionálneho subsystemu do miest vertikálneho vzostupného odvodnenia rozptýleným prírónom, alebo výnimočne aj v minerálnych prameňoch. K odvodneniu regionálneho subsystemu tak dochádza na J vo východnej časti Východoslovenskej roviny a v doline Uhu, na S v doline Cirochy a Laborca.

Odtokové pomery sa sledovali pri dvojročnom režimovom sledovaní povrchových prietokov v rokoch 1972–1973 (BAJO et al., 1976). Po stanovení priemerných hodnôt základného odtoku, ktorý predstavuje zložku celkového odtoku tvorenú výronom podzemných vôd do siete vodných tokov, na plochu povodia, boli pre 18 čiastkových povodií vyčíslené hodnoty merného základného odtoku v rozpätí $0,53\text{--}6,95 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$ s mediánom okolo $1,20 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$. Priemer vážený podľa plôch povodií má hodnotu $2,73 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$. Najvyššie priemerné hodnoty merného základného odtoku vykázalo v sledovaných rokoch povodie

Barnova ($6,95 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ na ploche $9,76 \text{ km}^2$), rozsiahle povodie Okny (Vyšná Rybnica: $5,28 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ z plochy $51,09 \text{ km}^2$) a najrozsiahlejšie skúmané čiastkové povodie Kamenice ($4,50 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ na ploche $56,83 \text{ km}^2$). Najnižšie hodnoty majú povodia Skalného potoka (Klokočov), Kalužského potoka a Slaného potoka (medzi Choňkovcami a Hlivišťami). Časť podzemných vôd však neodteká zo skúmaného územia povrchovými tokmi v podobe základného odtoku, ale prestupuje vo forme cezhraničného podzemného odtoku do sedimentov predhoria.

Podrobnú bilanciu odtokov z územia uvádza BAJO et al. (1976, 1983). Na základe hodnôt základného odtoku zistených pre sledované čiastkové povodia v ploche $324,4 \text{ km}^2$ vychádza pri priemernej hodnote merného základného odtoku $2,73 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ priemerný základný odtok 884 l/s . Po extrapolácii na zvyšných 24 % plochy vulkanického masívu nepokrytých sledovanými povodiami vychádza pre plochu 428 km^2 a obdobie 1972–1973 priemerný odtok podzemných vôd do povrchových tokov $1\,117 \text{ l/s}$ ($2,60 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$). K tejto hodnote BAJO et al. (1976, 1983) pripočítavajú bilančne vyčíslený skrytý podzemný odtok do neogénnych sedimentov choňkovskej depresie 400 l/s . Takto stanovený celkový odtok podzemných vôd okolo $1\,500 \text{ l/s}$ zodpovedá priemernému mernému odtoku podzemnej vody $3,5 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$.

Využitelné zdroje podzemných vôd

Pre územie rajónu V 100 Neovulkanity Vihorlatských vrchov bol v KKZ v roku 1978 schválený výpočet využiteľného množstva podzemnej vody 300 l/s v kategóriách C_1 a C_2 (z toho 125 l/s v kategórii C_1) ako súčet výdatností pozorovaných a využívaných prameňov, prieskumných hydrogeologických vrtov a predpokladanej výdatnosti fiktívneho odberového systému v nevyužitých častiach územia. Po stanovení hodnoty 300 l/s na plochu rajónu 430 km^2 vychádza modul využiteľného množstva $0,70 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$. Výdatnejšie pramene v skúmanom území sú prevažne využité na vodovodné zásobovanie. Hlavné perspektívy získania ďalších zdrojov na vodovodné zásobovanie sú tak vo využití vrtov. Možnosti racionálneho získania podzemnej vody na južnom okraji Vihorlatských vrchov boli preukázané prieskumnými prácami na severnom brehu Širavy medzi Vinným a Jovsou (MEDVEĎ, 1981, 1986a, 1989a; ŽÁK a MEDVEĎ, 1988), v doline Okny pri Remetských Hámroch a Vyšnej Rybnici (BAJO et al., 1976; MEDVEĎ et al., 1986; MEDVEĎ, 1986a), pri Porube pod Vihorlatom (MEDVEĎ, 1988c), v priestore Baškovce – Hlivištia – Choňkovce (MEDVEĎ, 1986b, 1989b, 1990) a na jz. okraji Popriečneho pri Vojnatine, Porúbke a Koromli (BAJO et al., 1976; MEDVEĎ, 1987b, 1988b, 1991). Súhrnnú informáciu o čiastkových výsledkoch hydrogeologického prieskumu južnej a centrálnej časti skúmaného územia uvádzajú ŽÁK a MEDVEĎ (1988). V severnej časti územia sa pokladá za perspektívne najmä čiastkové povodie Kamenice (BAJO et al., 1976; ŽÁK, 1990).

GEOLOGICKÉ FAKTORY ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA

Pod pojmom geologické faktory (geofaktory) životného prostredia rozumieme také geologické objekty a procesy, ktoré podstatným spôsobom pozitívne alebo negatívne ovplyvňujú kvalitu životného prostredia a stávajú sa tak limitujúcimi činiteľmi jeho vývoja (MATULA a ONDRÁŠIK, 1990). Geofaktory teda môžu mať charakter *geopotenciálov* alebo *geobariér*.

V rámci daného regiónu sú významnými geopotenciálmi *zásoby podzemných vôd, ložiská nerastných surovín a vhodné územia na skládky tuhého komunálneho odpadu (TKO)*.

Významné zásoby podzemných vôd sú viazané hlavne na vulkanity a horniny humenského mezozoika. V oblasti neovulkanitov Vihorlatu a Popriečneho sú výdatnejšie pramene zachytené. Dotujú vodovody na zásobovanie miest (Humenné, Snina, Sobrance) a obcí (napr. Dlhé nad Cirochou, Klokočov, Kaluža, Porúbka, Krčava, Koromľa, Remetské Hámre). Pramene v oblasti humenského mezozoika sa využívajú na zásobovanie obcí Oreské, Staré a Jasenov pitnou vodou. Vhodným a využívaným kolektorom podzemnej vody sú aj náplavy Laborca j. od Strážskeho. Okrem obyčajných podzemných vôd sa na j. okraji regiónu vyskytujú uhličité mierálne vody, ktoré dali vznik Sobraneckým kúpeľom. Podrobne sú podzemné vody, resp. ich chemické zloženie a kvalita, obeh a odtok, využiteľné zásoby a ich ochrana charakterizované v kapitole, ktorá sa venuje hydrogeologickým pomerom regiónu.

Z predchádzajúcej kapitoly je zrejmé, že najperspektívnejšími ložiskami daného regiónu sú ložiská nerudných nerastných surovín, presnejšie stavebných surovín. Viazu sa tak na mezozoické karbonáty (vápence, dolomity) Humenských vrchov a Bradlového pásma, ako aj na vulkanity (andezity) Vihorlatu a Popriečneho. Vápence a dolomity sú vhodné na výrobu stavebného kameňa, drveného kameniva i vápna. V súčasnosti sa ťažia v lomoch pri Brekove, Oreskom a v Beňatine. Andezity sa hodia na výrobu stavebného a dekoračného kameňa, resp. drveného kameniva. Dnes sa ťažia v lome pri Zemplínskych Hámroch a sporadicky i ďalších (napr. Trnava pri Laborci, Beňatina). Eolicko-deluviálne sprašovitité sedimenty sú významnou tehliarskou surovinou. Ťažia sa pri obci Krčava, kde sa z nich v miestnej tehelni vyrábajú tehly.

Charakter geopotenciálu majú aj územia vhodné na skládkovanie TKO v zmysle smernice SGÚ (1992). V regióne sa takéto územia nachádzajú iba medzi Zemplínskymi Hámrami a Dlhým nad Cirochou (PETERCOVÁ, 1993), východne a juho-východne od Zalužíc a východne od Vyšného Nemeckého (PIOVARCSY, 1993).

Medzi najvýznamnejšie geobariéry regiónu možno zaradiť *svahové deformácie, erózne ryhy, neotektonické poruchy, seizmicitu a inundácie*.

Svahové deformácie spolu s ryhovou eróziou predstavujú významný geodynamický fenomén predovšetkým Vihorlatských vrchov. Výraznou mierou prispeli k tvorbe reliéfu územia, najmä v poslednom geologickom období, t. j. v kvartéri. Už prvý pohľad na predloženú geologickú mapu upúta asymetriou výskytu jednotlivých typov svahových deformácií, keď spravidla súvisly lem deformácií na s., z. a v. okraji pohoria Vihorlat ostro kontrastuje s ich absenciou v jeho južnej časti, resp. so sporadickým výskytom v oblasti Popriečneho. Na túto skutočnosť už upozornil vo svojej práci BALIAK (1978). Príčinou je rozdielna geologická stavba uvedených oblastí. Nasledujúce zatriedenie svahových deformácií do skupín a typov rešpektuje všeobecne používanú klasifikačnú schému podľa NEMČOKA et al. (1974).

Do skupiny plazenia boli začlenené pomalé pohyby blokových rozpadlín a odčlenených blokov vulkanických hornín. Ich výskyt sa koncentruje na severnú a strednú časť stratovulkánu Morské oko. Plošne najrozsiahlšie a morfológicky najmarkantnejšie blokové deformácie boli zaznamenané s. a j. od kóty Motrogon a Tri table. Pomalými plazivými pohybmi tu došlo k rozpadu vrcholových častí spomínaného stratovulkánu. Rigidné vulkanické horniny lávových prúdov a brekcií ležiace na plastických polohách tufov, resp. hydrotermálne premenených starších vulkanických horninách s podstatne horšími pevnostno-deformačnými vlastnosťami, boli v dôsledku gravitácie silne porušené. Vznikli tak blokové rozpadliny, ktoré postupne prechádzajú do morfológicky výrazných blokových polí a zosuvov obrovských plošných rozmerov. Blokové deformácie spolu s mohutným zosuvom v doline Okny (v. a jv. od kóty Motrogon a Tri table) a Čierneho potoka (s. a sv. od kóty Motrogon) predstavujú unikátny príklad gravitačných svahových porúch neovulkanitov Slovenska. Morfológické prejavy blokových rozpadlín sú typické náhlym stupňovitým poklesom terénu, vývojom erózných údolí po stranách deformovaných hrebeňov kopírujúcich priebeh porušených zón a prítomnosťou výdatných prameňov. Ich existencia poukazuje na skutočnosť, že porušené a drvené zóny gravitačných deformácií predstavujú dôležitý prirodzený drén vulkanických komplexov. Odčlenené a zosunuté bloky pevných vulkanických hornín vytvárajú hlavne v oblasti Motrogonu a Morského oka nápadné morfológické elevácie. V tylových častiach týchto elevácií vznikli zamokrené miesta, jazierka a močiare. V niektorých depresiách v doline Čierneho potoka (s. od Motrogonu) vznikli už v najstaršom holocéne rašeliniská. Táto skutočnosť poukazuje na pleistocénny vek blokových porúch. V zmysle ŠPŮRKA (1976) ich možno zaradiť k svahovým deformáciám fosilného typu.

Výskyt blokových porúch typu rozpadlín bol okrem širšieho okolia kóty Motrogon zaznamenaný aj na okrajoch vulkanitov j. od Kamenice nad Cirochou po Kamienku. Charakter blokovej rozpadliny má i porušený hrebeň na z. okraji

stratovulkánu Kyjov jz. od Porúbky a porušený svah na j. okraji toho istého vulkánu sv. od Vinného. V prvom prípade je porušený komplex epiklastických brekcií ležiaci na plastickom neogénnom podloží, v druhom prípade sú porušené lávové prúdy ležiace na pyroklastickom komplexe hornín. Poruchy horských hrebeňov typu rozpadlín sa vyskytujú i v pohorí Popriečny (jv. od kóty Čertež a sv. od kóty Haseník).

Svahové deformácie začlenené do skupiny zosúvania predstavujú najčastejší typ deformácií v rámci územia regiónu. Majú spravidla charakter plošných, potenciálnych a stabilizovaných zosuvov. Tvoria takmer súvislý lem na s. okraji vulkanitov pohoria Vihorlat, resp. vystupujú na jeho z. (Oreské – Trnava pri Laborci) a v. okraji (Podhorod'). Zosuvy sú plošne rozsiahle (rozloha i niekoľko km²), stredne hlboké (5–15 m) a hlboké (15–25 m). Typickým znakom ich reliéfu je členitý povrch. V hornej časti má často stupňovitý tvar s výškou skoku 5–10–15 m. Stredná a akumulčná časť zosuvov býva silno premodelovaná svahovými procesmi a porušená početnými eróznymi ryhami. Zosuvy sa vyskytujú na svahoch budovaných hrubými hlinito-kamenitými a hlinito-balvanitými deluviálnymi sedimentmi. Rotačno-planárne šmykové plochy väčšiny zosuvov často zasahujú až do zvetraných častí paleogénneho a neogénneho podložia. Zosúvaním deluviálnych sutín dochádza teda často k ich premiešaniu s podložnými horninami. Už spomenuté morfológické stupne v zosuvoch reprezentujú buď nahromadeniny sutín, alebo individualizované a sklúznuté bloky vulkanických hornín.

Prítomnosť aktívnych a prúdových zosuvov na v. okraji vulkanitov pohoria Vihorlatu (okolie Podhorode) poukazuje na zmenu dynamiky zosuvných procesov. Táto zmena je spôsobená sústredenými prítokmi podzemnej vody z porušených okrajových častí stratovulkanických masívov, ktoré zvyšujú obsah vody v kvartérnych akumuláciách a spôsobujú významné zmeny fyzikálno-mechanických vlastností zvetraných zemín predkvartérneho podložia. Vznik prúdových zosuvov v centrálnej časti vulkánu Morské oko bol podmienený výskytom hrubých polôh vysoko plastických zemín vzniknutých hydrotermálnou premenou okolitých hornín, resp. zvetraním tufov. Bol to práve obrovský prúdový zosuv, ktorý vytvoril známe jazero Morské oko prehradením potoka Okna.

Výskyt svahových deformácií na južnej strane Vihorlatu a v oblasti pohoria Popriečny je len sporadický. Je to dané nízkou členitosťou reliéfu (miernejšie svahy), ako aj vzájomnou pozíciou vulkanických a sedimentárnych hornín (úložnými pomermi). Niekoľko plošných a prúdových zosuvov sa vyskytuje na styku vulkanických a flyšových hornín s horninami bradlového pásma pri s. okraji Popriečneho (okolie Inoviec a Beňatiny), resp. na z. okraji tohto pohoria (okolie obcí Koromľa, Petrovce a Vyšné Nemecké). Zosuvy sú stredne hlboké (5–15 m), spravidla stabilizované a postihujú svahy budované ílovito-úlomkovitými deluviálnymi sedimentmi.

V oblasti Humenských vrchov, v z. časti regiónu, bol zistený výskyt zosuvov len pri Jasenove a v okolí obce Staré.

Významnú geobariéru v rámci regiónu predstavuje ryhová erózia. Postihuje hlavne svahy budované hrubými deluviálnymi sedimentmi na s. okraji Pohoria Vihorlat a z. okraji pohoria Popriečny. Aktívne erózne ryhy často porušujú povrch zosuvov. Nezriedka dosahujú dĺžku viac než 1 km. Spolu so svahovými deformáciami sa výraznou mierou podieľajú na znehodnocovaní poľnohospodárskej a lesnej pôdy.

Inundácie ako jedna z geobariér sa v zmysle Vodohospodárskej mapy 1 : 50 000 (VÚVH) vyskytujú v doline Cirochy od Dlhého nad Cirochou po ústie do Laborca, v doline Laborca medzi Humenným a Brekovom a j. od Krivoštian, v doline Ptavy medzi Chlmcom a Humenným. Záplavy teda postihujú územia s najkvalitnejšími poľnohospodárskymi pôdami.

Neotektonické zlomové poruchy daného územia majú taktiež povahu geologickej bariéry, predovšetkým z aspektu výstavby veľkých inžinierskych diel (priehrad, diaľnic a pod.). Osobitne významné sú zlomy aktívne v období kvartéru a seizmoaktívne zlomy hlbšieho založenia. Podrobná charakteristika neotektonických porúch je v kapitole o tektonických pomeroch regiónu.

Seizmicita, ako o tom svedčia výsledky dlhodobých pozorovaní (BROUČEK in Atlas SSR, 1980), je ďalšou významnou geobariérou, hlavne v z. časti územia regiónu. V rozmedzí rokov 1400–1970 sa v okolí Strážskeho vyskytovali 1–3 zemetrasenia za obdobie 100 rokov s intenzitou $I_0 \geq 6^\circ$ MSK. Maximálna zaznamenaná intenzita dosiahla 8° MSK. Podľa uvedeného autora postihlo Strážske v roku 1941 zemetrasenie s intenzitou $6,5^\circ$ MSK. Uvedené skutočnosti sú významné z hľadiska projektovania a výstavby obytných a špeciálnych inžinierskych diel.

PREHLAD LOŽÍSK NERASTOV REGIÓNU

Región Vihorlatských a Humenských vrchov z hľadiska početnosti a pestrosti typov výskytov a ložísk nerastných surovín (obr. 45), ale hlavne z hľadiska ich využívania nepatrí k významným ložiskovým územiám Slovenska.

Na komplexy mezozoických hornín (vápence, dolomity) a neogénne vulkanity Vihorlatských vrchov sú viazané ložiská stavebného kameňa (tab. 15). S vývojom neogénneho vulkanizmu sú geneticky a štruktúrne späté jednak výskyty rudných surovín (polymetalické, ortuťové rudy), jednak nerudné, najmä keramické suroviny. Kvartérne eolicko-deluviálne sedimenty v podhorí masívu Popriečny sú nositeľom tehliarskych surovín.

Nerudné suroviny (hlavne stavebný kameň) už od dávnej minulosti periodicky využívalo miestne obyvateľstvo. Svedčí o tom celý rad opustených lomov, pričom využívanie a ťažba stavebného kameniva v niektorých z nich pretrváva periodicky až do súčasnosti.

V súčasnosti v regióne Vihorlatských vrchov a Humenských vrchov sa ťaží stavebný kameň (ložisko vápencov a dolomitov Brekov, Oreské a Beňatina, ložisko andezitu Zemplínske Hámre) a tehliarske suroviny (ložisko Krčava).

Rudné suroviny

Na území regiónu Vihorlatských a Humenských vrchov sa nenachádzajú väčšie priemyselne využiteľné ložiská rudných surovín. Doterajším geologickým prieskumom sa zistili len výskyty a prejavy epigenetickej rudnej mineralizácie, ktoré sú geneticky a štruktúrne späté s neogénnym vulkanizmom v oblasti Vihorlatských vrchov.

a) *Polymetalické rudy*

Remetské Hámre – Morské oko (1)

Ložisko polymetalických rúd sa nachádza 6 km severne od obce Remetské Hámre, jz. od jazera Morské oko, v centrálnej vulkanickej zóne stratovulkánu. Centrálnu vulkanickú zónu tvorí komplex hydrotermálne premenených hornín intruzívneho charakteru (ložné intrúzie) a relikty efuzívneho komplexu. V hlbších úrovniach stavby centrálnej vulkanickej zóny vystupuje pomerne rozsiahly intruzívny komplex overený vrtmi (BACSÓ, 1986).

Ložisko polymetalických rúd bolo objavené komplexom geologických, geochemických, geofyzikálnych a vrtných prác realizovaných v rokoch 1970–1985 (BACSÓ).

Polymetalická mineralizácia je štruktúrne viazaná na centrálnu zónu strato-vulkánu, kde tvorí rudonosnú štruktúru smeru S–J v území jz. od Morského oka (BACSÓ a ĎUĎA, 1988). Štruktúra má smernú dĺžku 2,5 km, šírku 1–1,8 km a vrtní bola overená v dĺžke 1 450 a šírke 400–700 m. Polymetalická mineralizácia tu bola zistená vo forme nepravidelných žilníkov a žíl, pričom 85 % zistených zrudnených štruktúr sa nachádza v hĺbke 700–1 200 m pod súčasným povrchom. Žilníky sú tvorené rojom paralelných až subparalelných žiliek cm až dm rádu s častými odžilkami na sperených puklinách. Tieto približne vertikálne zrudnené štruktúry orientované v smere S–J sú viazané predovšetkým na telesá apofýz dioritových porfýrov, resp. na ich okrajové časti, ale aj na zóny hydrotermálne-explozívnych brekcií v blízkosti telies dioritových porfýrov.

Najrozšírenejšie minerály sú sfalerit a galenit v asociácii s karbonátmi a kremeňom. Vzácný je baryt. Časté sú žilky pyritu, menej pyrotínu, v ktorých drobné puklinky vyplňa chalkopyrit. V pyrotíne sa zistili ojedinelé inklúzie pentlanditu a submikroskopické zrná minerálov Bi a Cu. V chalkopyrite sú odmiešaniny stanínu. Hlavné sulfidické minerály sfalerit a galenit majú často hrubokryštalický až strednokryštalický vývoj.

Na polymetalickú mineralizáciu je naložená slabá Sb mineralizácia s antimonitom, boulangeritom a zeolitmi, ktoré vyplňajú stredné časti polymetalických žiliek. Zistená sulfidická polymetalická mineralizácia na ložisku má nepravidelný a rozptýlený charakter s nízkymi kvalitatívnymi parametrami.

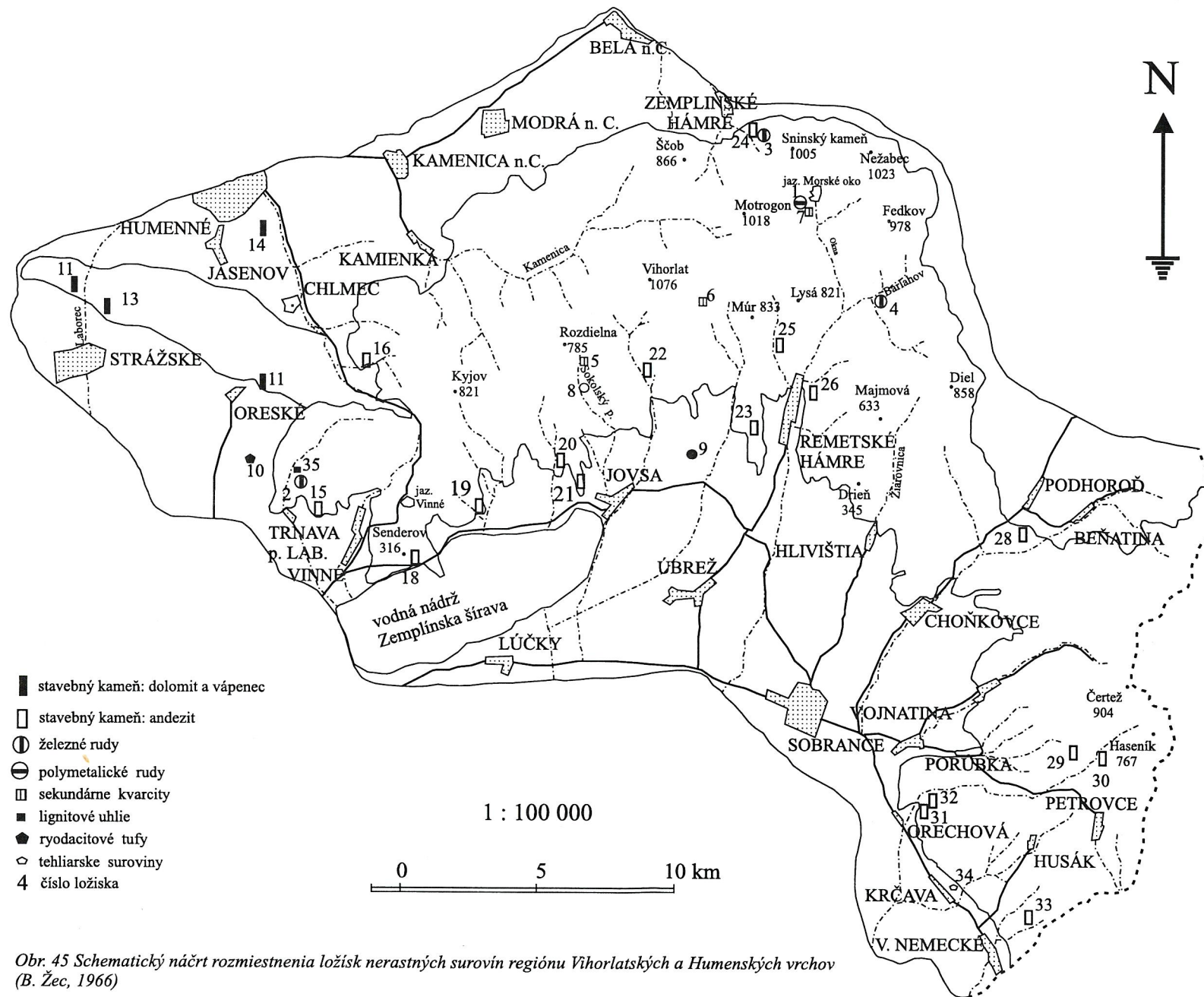
Vrtným prieskumom bolo overené ložiskové územie na ploche 0,585 km². Zistená priemerná hrúbka rudných polôh je 3,31 m (priemerná pravá hrúbka 2,43 m). Zistené prognózne zdroje kategórie P₁ predstavujú 13,6 mil. ton polymetalických rúd s priemernou kvalitou: Pb – 0,797 %; Zn – 1,878 %; Sb – 0,040 %; Ag – 21,24 g/t; Au – 0,007 g/t (BACSÓ a ĎUĎA, 1988).

b) *Železné rudy*

Vihorlatské vrchy v minulosti priťahovali pozornosť prospektorov ako zdroj železných rúd. Ťažili sa i zhutňovali predovšetkým limonitizované partie andezitových vulkanoklastík a železitých silicítov, ktorých vznik súvisí s nízkou hydrotermálnou postvulkanickou aktivitou fumarol a termálnych prameňov presýtených oxidom kremičitým.

Trnava nad Laborcom (2)

Výskyt je v západnej časti Vihorlatských vrchov, cca 2 km severne od obce Trnava nad Laborcom.



Obr. 45 Schematický náčrt rozmiestnenia ložísk nerastných surovín regiónu Vihorlatských a Humenských vrchov (B. Žec, 1966)

V minulosti sa tu ťažili železité silicity, tzv. ungvarity, tvorené opálom, chalcedónom a impregnované limonitom. Limonit tvorí aj výplň puklín a kaverien. Podľa KAMENICKÉHO a IVANA (1950) tu boli v minulom storočí vyrazené 2 štôlne s dĺžkou 50–60 m. Obsah Fe v ťaženej surovine, ktorá sa zhutňovala v Remetských Hámroch, je podľa ich údajov 25 %.

Výskyt nemá praktický význam.

Zemplínske Hámre (3)

Výskyt sa nachádza v severnej časti Vihorlatských vrchov, jv. od obce Zemplínske Hámre. Na báze komplexu Sninského kameňa vystupuje nesúvislý horizont redeponovaných vulkanoklastík (tufitické siltovce, jemnozrné a pemzové tuфы), v ktorých dochádzalo k precipitácii Fe oxidov a ich akumulácii. Tieto polohy limonitizovaných tufov boli v minulosti predmetom ťažby (banské polia Jozef, Apolónia, Catarina) a zhutňovania v hute v Zemplínskych Hámroch.

Remetské Hámre – Barlahov (4)

Výskyt sa nachádza sv. od obce Remetské Hámre, v údolí potoka Barlahov. Územie budujú prevažne lávové prúdy stratovulkánu Diel v zóne styku so stratovulkánom Morské oko (KALIČIAK et al., 1994). Prúdy sú intenzívne zbrekčovatené a limonitizované. Limonitizované autoklastické lávové brekcie boli v minulosti pravdepodobne predmetom ťažby. Svedčia o tom početné kutacie práce a zvyšky háld. Výskyt nemá praktický význam.

Nerudné suroviny

Výskyt a rozsah nerudných surovín determinuje geologická stavba regiónu. Najrozšírenejším a z ekonomického hľadiska aj najperspektívnejším typom nerudných nerastných surovín sú stavebné suroviny štruktúrne viazané jednak na mezozoické komplexy hornín v Humenských vrchoch, jednak na vulkanity Vihorlatských vrchov.

Podstatnou zložkou v stavbe Humenských vrchov sú vápence, dolomitické vápence, dolomity, vápnité dolomity stredného triasu, strednej a vrchnej kriedy (urgón), ktoré z hľadiska výroby stavebného kameňa, drveného kameniva i výroby vápna sú najperspektívnejšie.

Potenciálnym zdrojom stavebných surovín (stavebný kameň, dekoračný kameň, drvené kamenivo) sú predovšetkým pevné vulkanické telesá – lávové prúdy, extrúziívne a intrúziívne formy vulkanických telies.

Na horninové komplexy Vihorlatských vrchov okrem ložísk stavebného kameňa sú štruktúrne viazané aj ďalšie typy nerudných nerastných surovín.

Produktom hydrotermálnych procesov prebiehajúcich najmä v centrálnych vulkanických zónach andezitových stratovulkánov v úzkej spätosti s intruzívnou aktivitou sú výskyty sekundárnych kvarcitov a ílových minerálov (kaolín). Na kôry zvetrávania andezitových vulkanoklastík sú viazané výskyty halloyzitu (Podvihorlatie) a na ryodacitové tufy výskyty keramických ílov.

Na sedimenty vrchného sarmatu a panónu v podvihorlatskej oblasti (mimo územia skúmaného regiónu) sú viazané ložiská hnedého uhlia (lignitu). Slojky lignitu sa zistili aj vo vulkanicko-sedimentárnom súvrství v podloží vulkanitov Vihorlatských vrchov severne od Trnavy nad Laborcom. Eolicko-deluviálne sprašovité sedimenty (kvartér) v podhorí masívu Popriečny sú potenciálnym zdrojom tehliarskych surovín.

a) Sekundárne kvarcity

Sokolský potok (5)

Výskyt sa nachádza v centrálnej vulkanickej zóne stratovulkánu Sokolský potok, v ktorej je na povrchu obnažený hydrotermálne premenený komplex andezitov a andezitových porfýrov.

Zistená minerálna paragenéza (sekundárne kvarcity s topásom, diasporom, turmalínom, kaolinitom) a prítomnosť pyritu a pyrotínu (BACSÓ et al., 1986) indikuje vznik mineralizácie, syngeneticky spätéj s kryštalizujúcou intrúziou.

Porubský potok (6)

Výskyt sa nachádza v závere doliny Porubského potoka, sv. od obce Poruba pod Vihorlatom.

Na povrch tu vystupujú 2 telesá sekundárnych kvarcitov s rozmermi 400 x 800 m a 300 x 100 m (BACSÓ a KALIČIAKOVÁ et al., 1994) s nasledujúcimi minerálnymi asociáciami (BACSÓ a ŽUŽA, 1988):

- kremeň, diaspor, andaluzit, topás, mulit;
- tridymit, diaspor, andaluzit, topás, mulit;
- dickit, andaluzit, tridymit;
- kremeň, topás, hydrosľuda;
- kremeň, kaolinit, joseit.

V okolí telies sekundárnych kvarcitov je zóna argilitizovaných hornín a vonkajšiu zónu tvoria propylitizované pyroxenické andezity. V premenených horninách bol zistený pyrit, pyrotín, vzácné arzenopyrit a identifikovaný bol aj nový minerál Bi–Te–Se (vihorlatit).

V sekundárnych kvarcitoch sa zistil zvýšený obsah Mo (10–106 ppm), Bi (96 až 530 ppm), Pb (10–730 ppm), Zn (108–230 ppm) – BACSÓ a KALIČIAKOVÁ (1994).

Remetské Hámre – Morské oko (7)

Výskyty sekundárnych kvarcitov sa nachádzajú 6 km severne od obce Remetské Hámre a jz. od jazera Morské oko v centrálnej vulkanickej zóne stratovulkánu. V hlbších úrovniach stavby centrálnej vulkanickej zóny vystupuje intruzívny komplex tvorený štokom dioritu a apofýzami dioritových porfýrov. V apikálnych častiach týchto telies vystupujú sekundárne kvarcify.

Základnú geologickú a mineralogickú charakteristiku sekundárnych kvarcitov z tejto oblasti spracoval a publikoval BACSÓ (1971). V zložení kvarcitov okrem kremeňa a chalcedónu identifikoval minerály andaluzit, fluorit, korund, topás, zunit, kaolín a surovínu odporučil využiť na výrobu špeciálnych ohňovzdorných mulitových výrobkov.

Výskyt sekundárnych kvarcitov z lokality Kapka (najväčšie teleso kvarcitov 350 x 200 m jz. od Morského oka) bol podrobený detailnému mineralogickému štúdiu (DERCO et al., 1977).

Autori vyčlenili 3 základné typy kvarcitov:

1. typ predstavuje makroskopicky kompaktnú horninu zelenosivej farby so zrnami bielosivej, ružovkastej, modrastej a tmavosivej farby, po puklinách so zátekmi Fe oxidov.

Minerálne zloženie horniny:

Hlavné: sľuda, hydráty Al_2O_3 – böhmit, diaspor, topás, andaluzit, prírodný mulit, korund.

Vedľajšie: tridymit, kremeň, chlorit, dumortierit, rutil, fluorit, turmalín.

Akcesorické: monazit, apatit, argentit.

2. typ predstavuje makroskopicky kompaktnú horninu sivoružovej farby až hrdzavočervenej farby. Základná hmota je jemnozrnná, s výrastlicami a žilkami topásu do 2 mm.

Minerálne zloženie horniny:

Hlavné: topás, andaluzit, sľuda (biotit), kaolinit, fluorit.

Vedľajšie: kremeň, tridymit, korund, rutil, oxidy Fe (amorfné).

Akcesorické: apatit.

3. typ je hornina prevažne sivej, miestami sivobielej a zelenkavej farby, s inklúziami alebo žilkami špinavoružovej farby.

Minerálne zloženie horniny:

Hlavné: kremeň, topás, kaolinit.

Vedľajšie: andaluzit, rutil.

Akcesorické: fluorit, apatit.

Z hľadiska využitia týchto sekundárnych kvarcitov na výrobu vysokoteplotných žiaruvzdorných materiálov je najvhodnejší 1. typ suroviny (KOZÁČ et al., 1976).

b) Kaolín

Jovsa (8)

Výskyt sa nachádza na južných svahoch Vihorlatských vrchov, 5 km severne od obce Jovsa, na periférii južnej časti centrálnej vulkanickej zóny stratovulkánu Sokolský potok.

Kaolín má v prirodzenom stave špinavobielu farbu, po vysušení je kriedovo biely. Po nasiaknutí vodou je plastický a mäkký. V ťažkej frakcii prevláda leukoxén a prítomný je aj pyroxén, zirkón, rutil a markazit. V ľahkej frakcii je len kremeň.

Z ílovitých minerálov bol identifikovaný kaolinit a minerál so zmiešanou štruktúrou typu IM (do 10 %).

Tab.15 Ložiská stavebného kameňa regiónu Vihorlatských a Humenských vrchov, technologické vlastnosti suroviny (M. Kaličiak, 1996)

Číslo ložiska	Názov ložiska	Mer. hmot. g/cm ³	Obj. hmot.g/cm ³	Nasiakavosť ¹ objem. (%)	Nasiakavosť ² váh. (%)
11	Oreské	2,7–2,8	2,5–2,8	–	0,24–2,59
12	Brekov	2,79	2,70	2,24	0,83
13	Krivošťaň	2,7–2,8	2,5–2,8	6,61	–
14	Jasenov	–	–	–	–
15	Trnava n. L.	2,69	2,55	3,93	1,54
16	Porúbka	2,64	2,31	6,72	2,91
17	Vinné–Šutová	2,64	2,42	6,49	2,60
18	Vinné–Senderov	2,77	2,52	5,92	2,35
19	Klokočov	2,74	2,68	1,02	0,38
20	Kusín	2,66	2,51	3,94	1,57
21	Jovsa I.	2,73	2,66	1,89	0,71
22	Jovsa II.	2,75	2,69	1,75	0,65
23	Vyš. Remety	2,72	2,62	2,54	0,97
24	Zempl. Hámre	2,78	2,61	2,90	1,10
25	Rem. Hámre I.	–	–	–	–
26	Rem. Hámre II.	2,73	2,66	1,28	0,48
27	Hlivištia	2,73	2,68	0,72	0,27
28	Beňatina	2,67	2,61	1,83	0,70
29	Koromľa I.	2,79	2,72	1,31	0,51
30	Koromľa II.	2,79	2,75	0,91	0,33
31	Orechová I.	2,66	2,61	1,10	0,42
32	Orechová II.	2,67	2,60	21,51	0,58
33	Močidlá	2,65	2,59	1,45	0,56

Ide o kaolinit s usporiadanou štruktúrou. Podľa KRAUSA et al. (1972) je charakteristický pre produkty okolorudných hydrotermálnych premien. Z tohto aspektu jeho vznik súvisí s procesmi argilitizácie hornín vyvolanej hydrotermálnymi premenami prebiehujúcimi v centrálnej vulkanickej zóne stratovulkánu Sokolský potok.

Biela farba po vypálení umožňuje využitie kaolínu pri keramických výrobkoch so svetlým črepom.

c) *Hallozyt*

Poruba pod Vihorlatom (9)

Výskyt sa nachádza sz. od obce Poruba pod Vihorlatom, na južnom úpätí Vihorlatských vrchov.

pokračovanie tab. 15

Pórovitosť %	Odflkovosť %	Pevnosť po vyšuš.	v tlaku po nasiak.	MPa po zmraz.	Petrogr. typ
1,05–9,19	29,4–45,8	–	–	–	dolomit
3,26	32,74	99,24	92,28	98,16	vápenec
–	–	–	–	–	vápenec
–	–	–	–	–	vápenec
5,31	25,18	112,97	99,05	92,87	andezit–extrúzia
12,57	40,72	88,95	58,35	58,94	andezit–láv.prúd
8,40	23,34	89,63	90,12	75,49	andezit–extrúzia
7,78	31,80	103,06	93,85	88,95	andezit–extrúzia
2,33	31,20	178,19	154,95	145,04	andezit–láv.prúd
5,92	34,70	202,31	190,25	181,13	andezit–láv.prúd
2,67	21,20	165,44	153,38	143,86	andezit–láv.prúd
2,50	25,90	169,36	179,19	166,03	andezit–láv.prúd
3,89	24,20	170,64	143,57	128,17	andezit–láv.prúd
6,30	24,00	120–188	86–134	80–120	andezit–láv.prúd
–	–	–	–	–	andezit–láv.prúd
2,56	21,30	174,07	153,08	162,20	andezit–láv.prúd
1,83	25,30	204,47	193,39	176,22	andezit–láv.prúd
2,36	21,94	165,93	162,50	153,47	andezit–láv.prúd
2,79	20,00	186,23	191,23	177,69	andezit–láv.prúd
1,47	19,60	203,98	190,74	185,25	andezit–láv.prúd
1,99	32,70	157,30	148,67	146,02	andezit–láv.prúd
2,62	21,00	190,05	173,09	167,79	andezit–láv.prúd
2,45	31,90	169,26	159,06	149,67	andezit–láv.prúd

Výskyt halloyzitu zistený vrtným prieskumom (ČUCHRÁČ et al., 1960) je štruktúrne viazaný na fácie redeponovaných pyroklastík (tufov) a jeho vznik súvisí so zvetrávaním vulkanoklastických hornín. Súčasne však dochádzalo k splavovaniu ílových minerálov z kôry zvetrávania a depozícii halloyzitových ílov v čiastkových depresiách vo forme menších šošoviek. Z mineralogického hľadiska v íloch bol identifikovaný halloyzit a kaolinit.

Celková hrúbka halloyzitizovaných tufov je 45 m. Surovina má nevhodné technologické parametre s vysokým obsahom železa (9 %). Pri prieskume ložiska halloyzitu v Porube pod Vihorlatom v silno halloyzitizovaných tufoch sa zistili výrazné akumulácie kryštálov ilmenitu. Podľa SLÁVIKA et al. (1969) získateľné množstvo ilmenitu predstavuje 30–35 kg na tonu. Výskyt ilmenitov podrobne opísali KUPČÍK et al. (1967).

d) Ryolitové tufity

Oreské (10)

Ložisko ryolitových tufitov vrchnobádenského veku ako prídavná surovina do keramických zmesí na výrobu dlaždíc sa nachádza na západnom úpätí Vihorlatských vrchov, jv. od obce Oreské. Tufy sú svetlosivé, takmer biele, kompaktné, po navetraní rozpadavé na jemnozrnnú múčku.

Surovinu tvoria jemnozrnné, miestami slabo piesčité ryolitové tufy svetlej farby. Kvalita a chemizmus sa nemenia ani v horizontálnom, ani vo vertikálnom smere. Štruktúra horniny je vitroklastická až kryštalovitroklastická. Úlomky pemzy tvoria 95 % horniny. Z kryštaloklastov sú to živce s veľkosťou do 0,2 mm. Ťažké minerály tvoria 0,02 %. Najhojnejší je magnetit, zistil sa zirkón, biotit, apatit.

Využitie: dávkovanie tufitov do pracovných zmesí na výrobu zelených, sivých, žltých, červených, hnedých keramických dlaždíc a na výrobu kanalizačnej kameniny. Vyčíslené zásoby: 1 782 417 m³ v kategórii C₁, C₂ a B.

e) Stavebný kameň

Ložiská stavebného kameňa (č. 11–33) viazané na mezozoické komplexy Humenských vrchov a bradlového pásma i vulkanity Vihorlatských vrchov s technologickými vlastnosťami suroviny sú uvedené v tab. 15.

f) Tehliarske suroviny

Krčava (34)

Ložisko sa nachádza sz. od obce Krčava v blízkosti štátnej cesty Sobrance – Vyšné Nemecké. Územie spadá do periférnej vulkanickej zóny stratovulkánu

Popriečny a budujú ho distálne fácie vulkanoklastík a lávových prúdov andezitov, ktoré sú v širšom okolí Krčavy prekryté kvartérnymi eolicko-deluviálnymi sprašovitými hlinami (würm).

Úžitkovou surovinou sú nevápnité sprašovité hliny s hrúbkou 5–10 m, ktoré sú rozdelené preplástkami silno zvetraných tufitov na 2 polohy a zároveň na dva typy suroviny:

- ílovito-piesčitý typ s obsahom ílovitej zložky 30–35 %,
- hlinito-piesčitý typ s obsahom ílovitej zložky 25–30 %.

Obidva typy suroviny sú vhodné na výrobu plných i dierkovaných tehliarskych výrobkov a po úprave aj na výrobu náročnejších tehliarskych výrobkov (KOČIŠKO, 1965).

Surovina sa ťaží v hlinisku založenom v uvedených sprašovitých hlinách a využíva sa v miestnej tehelni, ktorá je v prevádzke.

Skrývkové pomery: zvetraninový plášť tvorený hlinou s hrúbkou 0,3–0,5 m.

g) Lignitové uhlie

Trnava pri Laborci (35)

Výskyty lignitového uhlia v oblasti Vihorlatských vrchov opísal ŽŮREK (1954), a to severne od obce Trnava pri Laborci v údolí Trnavského potoka v nadmorskej výške 220 m. V podloží mohutného komplexu andezitových vulkanoklastík periférnej vulkanickej zóny stratovulkánu Kyjov vystupuje tenký sloj (20 cm) s úklonom 15–20° na východ.

Výskyt nemá praktický význam.

VÝZNAMNÉ GEOLOGICKÉ LOKALITY

Najdôležitejšie geologické útvary regiónu Vihorlatských a Humenských vrchov charakterizujú vybrané geologické lokality. Znázornené sú na obr. 46.

HUMENSKÉ VRCHY – MEZOZOIKUM

1. Lokalita Oreské – lom

Na južnom úpätí Humenských vrchov asi 160 m vsv. smerom od obce Oreské v oblasti Barlaška sa nachádza povrchový lom. Je založený v sivých brekciovitých dolomitoch stredného triasu s generálnym úklonom vrstvitosti na sever ($30^{\circ}/55^{\circ}$). Ide o hrubolavicovité dolomity s polohami čierneho grafitu. V lome (fototab. V, obr. 1) vidieť otvorené vrásky decimetrového rádu, metrové vrásky s charakterom ponorených vrás a dislokačné štruktúry paralelné s pohorím, na ktorých došlo k výzdvihu pohoria, a priečne popaleogénne štruktúry, vekovo najmladšie.

2. Lokalita Chlmec – kostolík

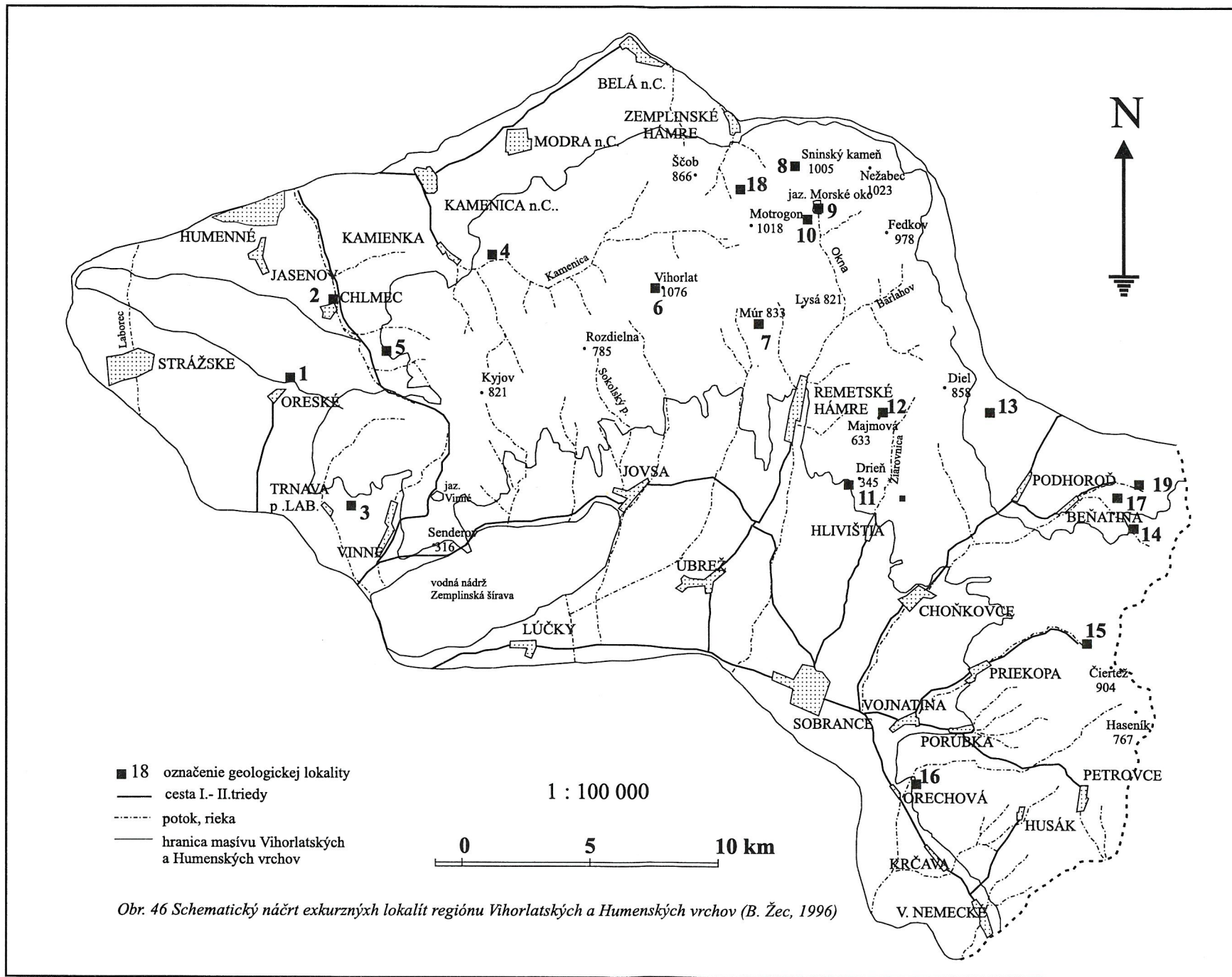
V obci Chlmec, 200 m západne od kostolíka pri východnom okraji mezozoika Humenských vrchov, je zachovaná transgresia zlepencov stredného eocénu na sliene a slienité bridlice albu–cenomanu. V oboch súvrstviach je zachovaný s.-j. systém dislokácií, ktorý je paralelný s údolím Ptavy, a sv.-jz. zlomový systém, ktorý sleduje údolie Jasenovského potoka.

VIHORLATSKÉ VRCHY – VULKANITY

Komplex Vinné

3. Lokalita Viniansky hrad

K morfológicky výrazným formám extruzívnych telies reprezentujúcich viniansky komplex patrí teleso Vinianskeho hradu (fototab. VIII, obr. 1). Jeho prierez je približne izometrický až nepravidelne eliptický. Andezitovú extrúziu tvorí masívny sivý porfyrický pyroxenický andezit. Zo samotného hradu je pekný výhľad na ďalšie extruzívne telesá (Šutová, Veľký a Malý Senderov a i.), ako aj na periférnu zónu stratovulkánu Kyjov a kvartérne prolúviálne kužele. Je možné pozorovať aj širavskú depresiu.



Vulkán Kamienka

4. Lokalita Ostrá Stráň

Relikty pyroklastického vulkánu Kamienka vystupujú cca 1 km východne od obce Kamienka. Pyroklastické produkty vulkánu vrátane prírodového systému sú odkryté na južných svahoch k. 492,4 m n. m. Ostrá stráň. V ich nadloží vystupujú efuzívne produkty, najmä stratovulkánov Morské oko a Sokolský potok. Štruktúra je odkrytá erozívnym zárezom doliny riečky Kamenica. Odkrytá centrálna vulkanická zóna zahŕňa prírodové systémy (neky, dajky; obr. 16, 17) a uloženiny autochtónnych pyroklastických padaných uloženín.

Stratovulkán Kyjov

5. Lokalita Maximka

V severozápadnej časti stratovulkánu Kyjov, v oblasti nazývanej Maximka, vystupujú pod lávovými prúdmi v odkryve epiklastické brekcie a konglomeráty a striedajú sa s epiklastickými pieskovecami až siltovcami. Polohy vulkanoklastík svojimi charakteristikami, a to najmä textúrami (obr. 20), poukazujú na proces masového transportu (?lahar, debris flow).

Stratovulkán Vihorlat

6. Lokalita kóta Vihorlat

Stratovulkán Vihorlat je situovaný východne od stratovulkánu Sokolský potok. Najvyššiu nadmorskú úroveň dosahuje vrchol Vihorlat (kóta 1 075,4 m n. m.), obkolesený vrcholmi M. Trestia (kóta 965,4 m n. m.) a Ľadovisko (kóta 893,8 m n. m.), ktoré vybiehajú do chrbtov. Južný strmý svah pod vrcholom Vihorlatu je pokrytý blokovitými sutinami. Samotná vrcholová kóta Vihorlatu reprezentuje centrálnu protrúziu (tholoid ?; obr. 23, fototab. VII, obr. 1, 2), ktorú tvorí strednoporfyrický pyroxenický andezit blokovitej odlučnosti. Je z nej pekný výhľad na panorámu Vihorlatských vrchov a Východoslovenskú panvu. Produkty vulkanickej aktivity stratovulkánu ležia v nadloží efuzívno-explozívnych produktov stratovulkánov Morské oko a Sokolský potok.

Stratovulkán Morské oko

7. Lokalita Múr

Isolované relikty dvoch až troch lávových prúdov (obr. 26) vystupujúcich v oblasti Múr (kóta 832,5 m n. m.) reprezentujú lávové prúdy stredno- až

hruboporfyrického andezitu s pilotaxiticko-trachytickou štruktúrou základnej hmoty zo sukcesie lávových prúdov formácie Sninský kameň stratovulkánu Sninský kameň. Lávové prúdy majú blokovitú odlučnosť prechádzajúcu až do doskovitej a subhorizontálne uloženie. V rámci profilu môžeme pozorovať prechod od autoklastickej brekcie červenkastej farby (naspodu) cez blokovitú odlučnosť k doskovitej odlučnosti lávového prúdu. Autoklastická brekcia ojedinele jazykovito vstupuje do monolitnej lávy. Hrúbka každého z lávových prúdov sa pohybuje okolo 8–12 m.

8. Lokalita Sninský kameň

Centrálna kotlovitá depresia v okolí Morského oka je lemovaná nesúvislým vencem mohutných lávových prúdov, ktoré v oblasti najvyššie položených miest (kóty Roh, Fetkov, Nežabec, Motrogon, Lysák, Múr, Sninský kameň) tvoria výrazné morfológické formy.

Jedným z najvýraznejších morfológických útvarov je relikť lávového prúdu v oblasti kóty Sninský kameň (1 005 m n. m.) severozápadne od Morského oka. Relikť lávového prúdu tvorí skalné bralá vysoké 15–20 m v dĺžke 300 m. Bralá tvorí strednoporfyrický až hruboporfyrický pyroxenický andezit s doskovito-lavicovitou odlučnosťou.

Z plochých vrcholov brál (fototab. V, obr. 4) je pekný výhľad na panorámu Vihorlatských vrchov, Morské oko a územie s. od Vihorlatských vrchov. V roku 1982 bol Sninský kameň vyhlásený za chránený prírodný výtvor.

9. Lokalita Morské oko

Jedným z najvýraznejších prírodných útvarov pohoria Vihorlatských vrchov je jazero Morské oko, situované v strede rozsiahlej erozívnej depresie amfiteátrového tvaru centrálnej vulkanickej zóny stratovulkánu. Jazero, ktorého plocha je 13,8 ha a hĺbka max. 25 m, vzniklo v kvartéri zosuvom vulkanického komplexu na západnej strane depresie do doliny potoka Okna.

Dnešná podoba jazera existuje od 80. rokov 19. storočia, keď bol v mieste prehradenia doliny vybudovaný umelý priehradný múr. Jazero spolu s okolitými lesmi bolo v roku 1984 vyhlásené za štátnu prírodnú rezerváciu v celkovej výmere 108,48 ha.

10. Lokalita Morské oko – Kapka

Lokalita sa nachádza v centrálnej časti Vihorlatu, cca 700 m jz. od Morského oka, na svahu hrebeňa potoka Kapka.

Na povrch tu vystupuje plošne rozsiahle teleso (350 x 200 m) sekundárnych kvarcitov. Ide o svetlosivé, zelenkavé a ružovkastoškvrnité metasomatické horniny s bohatou asociáciou minerálov.

Okrem kremeňa boli zistené tieto minerály: sl'uda, diaspor, topás, andaluzit, korund, tridymit, dumortierit, rutil, fluorit, turmalín, monazit, apatit, kaolinit.

Sekundárne kvacity tvoria „čiapku“ vo vrcholovej časti intrúzie dioritového porfýru a ich vznik súvisí s hydrotermálnou aktivitou v centrálnej vulkanickej zóne stratovulkánu Morské oko.

Stratovulkán Diel

11. Lokalita Hlivištia – Drieň

Na juhozápadných svahoch stratovulkánu Diel, v prechodnej vulkanickej zóne, v oblasti kóty Drieň (345,0 m n. m.) – sz. od obce Hlivištia – vystupuje na povrch teleso bazaltického andezitu rozmerov 300 x 500 m. V zarovnanom reliéfe tvorenom na povrchu lávovými prúdmi predstavuje výraznú morfológickú vyvýšeninu. Andezit je afanitický, celistvý, v okrajových častiach s textúrami fluidality, ktoré podmieňujú doštičkovitý rozpad. Úklony sú orientované v smere do stredu telesa. Schému stavby telesa znázorňuje obr. 28.

12. Lokalita Majmová

V centrálnej a prechodnej vulkanickej zóne stratovulkánu Diel vystupujú vulkanické formy známe ako dajky. Predstavujú smerovo orientované telesá s priemernou šírkou 5–12 m, so sledovanou dĺžkou 80–100 m, ojedinele 450 m. V niektorých dajkách možno pozorovať stĺpcovitú odľučnosť orientovanú kolmo (obr. 29) na ich priebeh. Takým príkladom je aj dajka pod kótou Majmová, ktorá je preparovaná nad terénom až do výšky 15 m.

Dajku možno sledovať v celkovej dĺžke 450 m a tvorí ju pyroxenický andezit.

13. Lokalita Podhorod'

Severozápadne od obce Podhorod' (obr. 30), na styku bradlového pásma s paleogénom magurského flyšu, vystupujú andezitové neky (kóta Hôrka, 599 m n. m.). Neki tvorí drobnoporfýrický pyroxenický andezit s amfibolom. Nek v oblasti kóty Hôrka má výraznú stĺpcovitú odľučnosť, kolmú na priebeh hlavnej osi neku.

Ryodacitové extrúzivne teleso Beňatinskej vody

14. Lokalita Beňatinskej vody

Juhovýchodne od obce Beňatina, v údolí potoka Beňatinská voda, vystupuje extrúzivne teleso granatického ryodacitu sarmatského veku. Extrúzivne teleso vystupuje v podloží explozívno-efuzívnych produktov stratovulkánu Popriečny. Vnútna stavba telesa je dobre odkrytá v opustenom lome na jeho j. strane (obr. 11).

Stratovulkán Popriečny

15. Lokalita Temlov

Juhozápadným smerom (~ 1 500 m) od kóty 958 m n. m. (Bačkajovský vrch) v závere údolia Breznického potoka a sv. od obce Priekopa vystupujú v dĺžke asi 150 m bralovité východy padaných pyroklastických uloženín (obr. 32).

Reprezentujú ich polohy lapilovo-pemzových uloženín, vulkánskych brekcií a aglomerátov v hrúbke niekoľko desiatok metrov. Aglomeráty sú tvorené blokmi fragmentovanej lávy a pyroklastickými bombami do veľkosti 0,5 m. Bomby sú charakteristické sféroidickým a karfiolovým vzhľadom a pozostávajú z tmavosivých afanitických pyroxenických andezitov a strednoporfyrických pyroxenických andezitov. Lapilové a pemzové uloženiny tvoria žltohnedá angulárna až subangulárna pemza veľkosti 1–5 cm a lapily do veľkosti 3 cm. Pemza predstavuje ojedinele až 60 % polohy tejto uloženiny. Prítomné sú aj úlomky kryštálov. Ojedinele tieto vrstvy vytvárajú tzv. mantle bedding, t. z. drobnejší materiál „obaľuje“ reliéf podložného bloku.

16. Lokalita Petrovce

Lávové prúdy stratovulkánu Popriečny, komplexu Petrovce tvoria jazykovité, v jednom smere orientované telesá s priemernou hrúbkou 15–20 m, pričom v priechode do proluviaľnej roviny narastá hrúbka prúdu na 25–30 m aj viac. Lávové prúdy tam nadobúdajú charakter plošne rozsiahlych telies. Pri niektorých možno pozorovať charakteristické uzatváranie plôch fluidality, ktoré poukazujú na existenciu komunikačného kanála, ktorým v záverečnom štádiu konsolidácie lávového telesa prúdila fluidálnejšia časť lávy (obr. 33). Takýto príklad je možné pozorovať v kameňolome pod kótou 196,3 m n. m. východne od obce Orechová.

MEZOZOIKUM BRADLOVÉHO PÁSMA

17. Lokalita lom Beňatina

Nachádza sa asi 800 m sv. od kostola v Beňatine, na ľavej strane doliny. V lome sa ťažia krinoidové vápence čorštynskej jednotky (fototab. V, obr. 2, 3).

V prístupovej ceste od východu je narezaná aj spodná časť čorštynského vrstvomého sledu: tmavé ílovcové dolnomlynské súvrstvie a allgäuske vrstvy s výraznou polohou súvrstvia červených ílovcov. Tie sú v záreze tektonicky redukované na 2–3 m, lepšie sú zachované nad severnou stenou lomu. Červené ílovce sa pozdĺž strmej plochy stýkajú so sivými krinoidovými vápencami (3 m) s vložkami sivých slieňov. Tie do nadložia prechádzajú do fialovo-zelenkavých doskovitých krinoidových vápencov. Vrstvy na západnej strane sú v prevrátenej pozícii, a tak najstaršie súvrstvia sú zdanlivo najvyššie.

Na východnej strane je pomerne strmé uloženie vrstiev so sklonom na SZ. Tu sú odkryté čorštynské hľuznaté vápence s povestnou „rybou“. Obraz ryby je vytvorený nerovnomerným vylúhovaním a redukciou železitých oxidov obsiahnutých vo vápencoch z pôvodnej červenofialovej farby na sivozelenú.

Za hrebenkom za východnou stenou sú červené púchovské sliene s množstvom globotrunkán, ktoré sa dajú vidieť na navetraných kusoch aj voľným okom. Tieto sliene tvoria tzv. bradlový obal.

Ako celok je bradlo zo severu tektonicky ohraničené od paleogénnych pročských vrstiev, z južnej (jv.) strany je „utopené“ v púchovských slieňoch.

KVARTÉR

18. Lokalita rašeliniská pod Motrogonom

Severne od kóty Motrogon (1 018 m n. m.) vo Vihorlatských vrchoch sa v prostredí pyroklastík vplyvom zosunu hlinito-kamenitých delúvií (sutín) vytvorili jazierka Hypkaňa, Kotlík a Postávka. Hypkaňa a Postávka od preboreálu (okolo 8 000) rokov do subatlantiku (postglaciál) zarastali vodným rastlinstvom, z ktorého po odumretí vznikla slatinná rašelina (obr. 36, 37, 38). Jazierko Kotlík má dodnes otvorenú vodnú hladinu.

V recentnej rastlinnej pokrývke rašeliniska prevládajú rozličné rašelinníky (*Sphagnum* sp. div.). Obidve rašeliniská majú prechodný charakter. Vznikli ako slatinné, zarastaním jazierok, a po ich zarastení sa začali vyvíjať ako vrchoviskové.

19. Lokalita Beňatinská voda II

Na stráni horného toku Beňatinskej vody sa nachádzajú sladkovodné vápence – penovce, vyzrážané počas holocénu z pramenných vôd bradlového pásma. Majú pórovitý charakter, sú bielo-hnedé, miestami hrdzavo sfarbené oxidmi Fe. Morfológicky tvoria kaskády s pretekajúcou vodou. Tvorba penovcov prebieha i v súčasnosti. Lokalita je chránená prírodná pamiatka.

LITERATÚRA

- ADAMČÍK, P., 1966a: Hydrogeologický prieskum pre JRD Horňa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- ADAMČÍK, P., 1966b: Vinné – hydrogeologický vrt. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- ANDRUSOV, D., 1929: Příspěvky ku geologii severozápadních Karpat. II. O stáří vrstev púchovských (Sur l'age des couches de Púchov). Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 5, 26–36.
- ANDRUSOV, D., 1938: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatech, III. Tektonika. Rozpr. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 9, 1–135.
- ANDRUSOV, D., 1945: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatoch, časť IV a V. Práce Št. geol. Úst., 13, 1–176.
- ANDRUSOV, D., 1959: Geológia československých Karpát, zväzok II. Bratislava, Slov. Akad. Vied, 1–376.
- ANDRUSOV, D., 1965: Geológia československých Karpát III. Bratislava., Slov. Akad. Vied, 1–392.
- ANDRUSOV, D., 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Bratislava, Slov. Akad. Vied, 1–187.
- ANDRUSOV, D., 1974: Coupes géologiques á travers la zone des klippes Piénines de la vallée du Váh (Carpathes Slovaques). Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 25, 2, 227–230.
- ANDRUSOV, D. a MATĚJKA, A., 1929: O humenském útesu. Věst. St. geol. Úst. (Praha), 5, 437 s.
- ANDRUSOV, D., SCHEIBNER, E., SCHEIBNEROVÁ, V. a ZELMAN, J., 1959: O transgresiách a regresiách kriedy vo vnútornom bradlovom pásme (Ueber Transgressionen und Regressionen in der Kreide der inneren Klippenzone der Karpaten). Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 10, 317–323.
- BACSO, Z., 1971: Nové minerály a nové surovinové možnosti Vihorlatu. Miner. Slov. (Bratislava), 3, 11, 247–250.
- BACSO, Z., 1979: Neovulkanické formácie Vihorlatu a ich vzťah k tektonike a epigenetickej mineralizácii. Miner. slov. (Bratislava), 11 21–53.
- BACSO, Z., 1986: Geologická stavba a zlomové štruktúry stratovulkánov Vihorlatských vrchov. Miner. slov. (Bratislava), 18, 2, 97–120.
- BACSO, Z. et al., 1974: Čiastková záverečná správa. Remetské Hámre – Hg rudy. Manuskript – archív GS SR, Sp. Nová Ves.
- BACSO, Z., KALIČIAKOVÁ, E., ĎUĎA, R. a DIVINEC, L., 1994: Záverečná správa: Východoslovenské neovulkanity – prognózy rudných nerastných surovín. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 123 s.
- BACSO, Z., BAČO, P., ĎUĎA, R. a KOMOŇ, J., 1986: Záverečná správa úlohy Remetské Hámre – polymetalické rudy. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- BACSO, Z. a ĎUĎA, R., 1988: Metalogenéza a rudné formácie rudného poľa Remetské Hámre. Miner. slov. (Bratislava), 20, 3, 193–220.
- BACSO, Z. a KALIČIAKOVÁ, E., 1994: Záverečná správa: Prognózne zdroje rudných surovín Slovenska – východoslovenské neovulkanity. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 243 s.
- BAGDASARIAN, G. P., SLÁVIK, J. a VASS, D., 1971: Chronostratigrafický a biostratigrafický vek niektorých významných neovulkanitov východného Slovenska. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 55, 87–96.
- BAJO, I., 1969: Sobrance – hydrogeologický prieskum. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- BAJO, I. et al., 1976: Vihorlat – Popričný – vyhľadávací hydrogeologický prieskum. Záverečná správa s ocenením zásob podzemných vôd k 30. 10. 1974. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

- BAJO, I., BUJALKA, P. a HALUŠKA, M., 1983: Hydrogeológia neovulkanitov Slanských a Vihorlatských vrchov. Bratislava, Miner. slov., Alfa, 126 s.
- BALIAK, J., 1978: Svahové poruchy na severnom okraji Vihorlatu. Diplomová práca. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- BAŇACKÝ, V., 1967: Mladotektonické pomery širšej oblasti podvihorlatia a ich odraz v najmladšom vulkanizme. Zbor. Východoslov. Múz. (Košice), Sér. A, Geologické vedy, VIII. A., 5–11.
- BAŇACKÝ, V., 1967: Vývoj a stratigrafia kvartéru severnej časti Východoslovenskej nížiny (kandidátska dizertačná práca). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- BAŇACKÝ, V., VASS, D., KALIČIAK, M., REMŠÍK, A. a POSPÍŠIL, L., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 50 000 severnej časti Východoslovenskej nížiny. Čiastková záverečná správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- BAŇACKÝ, V., ELEČKO, M., KALIČIAK, M., STRAKA, P., ŠKVARKA, L., ŠUCHA, P., VASS, D., VOZÁROVÁ, A. a VOZÁR, J., 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape južnej časti Východoslovenskej nížiny (1 : 50 000). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 117 s.
- BAŇACKÝ, V. a KRIPPEL, E., 1964: Nálezová správa o rašelíniskách v pohorí Vihorlat. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- BEGAN, A., 1960: Bradlové pásmo na liste M-34-117 (Podhorod'). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- BEGAN, A., 1969: Geologické pomery bradlového pásma na strednom Považí (Geologische Verhältnisse des mittleren Waagtales – Summ.). Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 11, 55–103.
- BEGAN, A. a GAŠPARIKOVÁ, V., 1979: Príspevok ku stratigrafii jury czorsztyńskiej sukcesie (On the stratigraphy of the Jurassic in the Czorsztyń succession – Summ.). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 73, 71–74.
- BENEŠ, L., 1972: Letecké geofyzikální měření ve východoslovenských neovulkanitech. Technická zpráva za rok 1971. Manuskript – archív Geofyziky, Brno.
- BEUDANT, F. S., 1822: Voyage minéralogique et géologique en Hongrie pendant l'année. Paris, 1822.
- BIRKENMAJER, K., 1954: O wieku tak zwanych margli puchowskich w Pieninach na tle stratygrafii oslony pasa skalkowego (On the age of the so-called "Púchov marls" in the Pieniny [Central Carpathians] and stratigraphy of the Pieniny – klippen belt mantle). Biul. Inst. Geol. (Warszawa), 88, 1–79.
- BIRKENMAJER, K., 1963: Esquisse de la stratigraphie du mésozoïque et du Paléogène dans la zone des Klippes Piénines en Pologne. Biul. Inst. Geol. (Warszawa), 10, 181, 207–223.
- BIRKENMAJER, K., 1970: Przedeoceńskie struktury fałdowe w pieniniskim pasie skalkowym Polski (Pre-Eocene fold structures in the Pieniny Klippen belt (Carpa-thians) of Poland – Summ.). Stud. geol. pol. (Warszawa), 31, 7–81.
- BIRKENMAJER, K., 1977: Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen belt, Carpathians, Poland. Stud. geol. Pol. (Warszawa), 45, 7–159.
- BIRKENMAJER, K., 1986: Stages of structural evolution of the Pieniny klippen Belt, Carpathians. Stud. geol. pol. (Warszawa), 88, 7–32.
- BODNÁR, J., KALIČIAK, M. a PAVLÍKOVÁ, S., 1994: Mapy geofyzikálnych indícií a interpretácií. Región Vihorlatské a Humenské vrchy. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- BORZA, K., 1980: Vzťah vnútorných Karpát k bradlovému pásmu, mikrofacie vrchnej jury a spodnej kriedy. Doktorská dizertačná práca. Manuskript – archív Geol. Ústavu Slov. Akad. Vied, Bratislava.
- BRODŇAN, J., DOBRA, E., POLÁŠEK, S., PROKŠOVÁ, D., RAČICKÝM., SLÁVIK, J. a SÝKOROVÁ, V., 1959: Geológia podvihorlatskej uhol'nej panvy, oblasť Hnojné. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 52, 6–69.
- BUJŇÁKOVÁ, M. et al., 1979: Slanské vrchy – geofyzikálny prieskum I. etapa. Manuskript – Geofyzika Bratislava, 53 s.

- BUKVOVÁ, J., 1977a: Zemplínska Šírava – stredisko Hôrka – Kamenec, záverečná správa hydrogeologického prieskumu. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- BUKVOVÁ, J., 1977b: Zemplínska Šírava – učebno-rekreačné stredisko UPIŠ Košice. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- CSENDES, Cs., 1994: Geologická stavba Humenských vrchov medzi Chlmcom a Oreským. Manuskript, Banícka fakulta TU, Košice, 1–55.
- ČUCHRÁČ, M., HORVÁTH, I. a KOTRAS, J., 1960: Správa a výpočet zásob Michalovce – halloyzit. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- ČVERČKO, J., 1974: Poznámky k dobe vzniku a aktivite, ako aj ďalším niektorým klasifikačným znakom zlomov vo východoslovenskom neogéne. Zem. Plyn Nafta (Hodonín – Gbely), XIX, 2, 97–111.
- DERCO J., KOZÁČ, J. a OČENÁŠ, D., 1977: Nové poznatky o mineralógii a genéze sekundárnych kvarcov lokalít Kapka v centrálnom Vihorlate. Miner. slov. (Bratislava), 9, 3, 185–205.
- DOBRA, E. a KRAUS, I., 1972: Výskyt kaolínu v oblasti Vihorlatu. Miner. slov. (Bratislava), 4, 16, 315–319.
- ĐURICA, D., KALIČIAK, M., KREUZER, M., MÜLLER, P., SLÁVIK, J., TÖZSÉR, J. a VASS, D., 1978: Sequence of volcanic events in eastern slovakia in the light of recent radiometric age determinations. Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha), 2, 75–88.
- FILO, M. a POSPÍŠIL, L., 1972: Remetské Hámre – Hg. Geofyzikálny prieskum za rok 1971. Manuskript – archív Geofyziky, Brno.
- FILO, M., MEDO, S. a POSPÍŠIL, L., 1975: Remetské Hámre – Hg. geofyzikálny prieskum 1971–1973, záverečná správa.
- FILO, M., POSPÍŠIL, L. a TKÁČ, J., 1982: Geofyzikálna interpretácia štruktúr východného Slovenska.
- FORGÁČ, J. et al., 1958: Správa o prehľadnom geologickom mapovaní na generálnych listoch Košice, Humenné, Cejkov, Kráľovský Chlmec za rok 1958. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- FRANKO, O., 1975: Hydrogeologická charakteristika vrtu MLS-1. In: KULLMANOVÁ, A. a MAHEL, M. et al., 1975: Štruktúrny vrt MLS-1 Podskalka (Humenské pohorie). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 53–56.
- FRANKOVIČ, J., 1965: Limnigrafická sonda – Čierna voda. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- GAŠPARIKOVÁ, V. a SLÁVIK, J., 1967: Spodný tortón s. l. v severozápadnej časti Vihorlatu. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 43, 119–124.
- GAZDA, S., 1971: Modifikácia Palmerovho klasifikačného systému. Hydrogeol. Ročenka 1969–1970, Praha, 122–126.
- GAZDA, S. (ed.), 1985: Mapa chemizmu podzemných vôd ČSSR 1 : 200 000, list 38 Michalovce. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- GNOJEK, I. a JANÁK, F., 1986: Souhrnné zpracování letecky měřených geofyzikálních polí vnitřních Karpat do měřítka 1 : 50 000. Manuskript – Geofyzika, n. p., Brno.
- GNOJEK, I., 1987: Příspěvek k interpretaci magnetického pole Východoslovenské nížiny. In: Geologické dni Jána Slávika, Košice, 331–341.
- HANO, V. a SENEŠ, J., 1953: Predbežná správa o geologickom mapovaní pohoria Popriečny a východnej časti pohoria Vihorlat. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 3, 3–4, 77–86.
- HORWITZ, L. a RABOWSKI, F., 1929: Przewodnik do wycieczki Polskiego Towarzystwa geologicznego w Pieniny. Ann. Soc. geol. Polon. (Krakow), 5/6, 18–29.
- IBRMAJER, J., 1963: Gravimetrická mapa ČSSR 1 : 200 000. Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha), 38, 4.
- IVAN, L., 1951: Poznámky k vihorlatským jazerám. Geol. Sbor. (Bratislava), 2.
- JACKO, S. ml., 1993: Geologická stavba Humenského mezozoika medzi Jasenovom a Oreským. Manuskript, Banícka fakulta TU, Košice, 1–58.
- JACKO, S. ml. a SCHMIDT, R., 1994: Štruktúrno-geologická stavba a paleonapät'ová analýza mezozoických komplexov Humenských vrchov v úseku Jasenov – Oreské. Miner. slov. (Bratislava), 26, 206 – 211.

- JENDREJÁKOVÁ, O., SENEŠ, J. a SLÁVIK, J., 1957: Biostratigrafické a petrografické zhodnotenie orientačného vrtu Hn 14 v Podvihorlatskej lignitovej panve. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 11.
- JETEL, J., ČECHOVÁ, A. a VRANOVSKÁ, A., 1990: Hydraulické parametre hornín paleogénu Západných Karpát a zákonitosti ich priestorového a štatistického rozdelenia. Manuskript – archív GS SR Bratislava, 107 s.
- JETEL, J., a PAČES, T., 1979: A simple chemical classification of natural waters based on molar concentrations. Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha), 54, 4, 233–235.
- JETEL, J., 1975: Klasifikácia chemizmu podzemných vôd. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 62, 9–18.
- JETEL, J., 1982: Určování hydraulických parametrů hornin hydrodynamickými zkouškami. Knih. Ústř. Úst. geol. (Praha), 58, 248 s.
- JETEL, J., 1985a: Metody regionálního hodnocení hydraulických vlastností hornin. Metod. Příruč. Ústř. Úst. geol. (Praha), 1, 147 s.
- JETEL, J., 1985b: Využití vztahu mezi specifickou vydatností a koeficientem průtočnosti při hydrogeologických výpočtech. Geol. Průzk. (Praha), 28,6, 177–179.
- JETEL, J., 1985c: Hydrodynamic conditions controlling the chemistry of spring waters in the non-carbonate rocks of the Czechoslovak Carpathians. Proc. Reports of the XIIIth Congr. of Carpatho-Balkan Geol. Assoc. (KBA), Pt. II. Kraków, 348–440.
- JETEL, J., 1989: Relationship between hydrogeochemical characteristics of near-surface zone of rock masif and hydrodynamic conditions. Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol. (Bratislava), 8, 67–104.
- JETEL, J., 1990: Praktické dôsledky priestorovej neuniformity prietočnosti pripovrchovej zóny v hydrogeologickom masive. Geol. Průzk. (Praha), 32, 2, 42–46.
- JETEL, J., 1991: Faktory priestorového rozdelenia priepustnosti a prietočnosti v horninách karpatského flyšu. Vodohospod. Čas. (Bratislava), 39, 3–4, 260–268.
- JETEL, J., 1992: Nové poznatky hydrogeologického výskumu na východnom Slovensku a v karpatskom flyši. In: Geologický výskum východného Slovenska – Výsledky a perspektívy. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 91–113.
- JETEL, J., 1993a: Priepustnosť a prietočnosť neovulkanitov v južnej časti Slanských vrchov. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 98, 37–44.
- JETEL, J., 1993b: Stanovenie hydraulických parametrov hornín pre regionálne prognózy. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 177 s.
- JETEL, J., 1994: Hydrogeologické pomery. In: KALIČIAK, M. et al.: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy 38-212 (časť), 38-214 (časť), 38-232, 38-234, 38-241 (časť), 38-243 (časť), 38-412 (časť). Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 83–93.
- JETEL, J., 1995: Utilizing data on specific capacities of wells and water-injection rates in regional assessment of permeability and transmissivity. Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 1, 1, 7–18.
- JETEL, J., 1996: Hydrogeologické pomery. In: ŽEC, B. et al.: Vysvetlivky ku geologickej mape – listy 38-124, 38-142, 38-211, 38-213, 38-231. Manuskript archív GS SR, Bratislava, 67–79.
- JUREWICZ, E., 1994: Analiza strukturalna pieninskiego pasa skalkowego okolic Jaworek (Structural analysis of the Pieniny Klippen Belt at Jaworki, Carpathians, Poland – Summ.). Stud. geol. pol. (Warszawa), 106, 7–87.
- KALENIČENKO, T. D. a KRUGLOV, S. S., 1966: Ammonity i stratigrafičeskoe položenie svaljavskoj svity zony Peninskich utesov (Zakarpacie). Paleont. Sbor. (Lvov), 3.
- KALIČIAK, M., KONEČNÝ, V., LEXA, J. a KONEČNÝ, P., 1995: Geologická stavba Vihorlatských vrchov. Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 18, 98 s.
- KALIČIAK, M., KONEČNÝ, V., LEXA, J. a ŽEC, B., JETEL, J., BODNÁR, J., PETRO L., SPIŠÁK, Z., 1994: Vysvetlivky ku geologickej mape – listy 38-312; 38-214; 38-232; 38-234; 38-241; 38-243; 38-412. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 148 s.
- KALIČIAK, M., KONEČNÝ, V. a LEXA, J., 1984: Štruktúrno-vulkanologická schéma Vihorlatu a Popriečného v mierke 1 : 50 000. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

- KALIČIAK, M. a POSPIŠIL, L., 1990: Neogénny magmatizmus transkarpatskej depresie, geologické a geofyzikálne zhodnotenie. *Miner. slov. (Bratislava)*, 22, 481–498.
- KAMENICKÝ, J. a IVAN, L., 1950: Predbežná správa o rudných výskytoch v okolí obce Vyšné Nemecké, Trnava n./Laborcom, Vinné, Jovsa, Remetské Hámre. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- KARNIŠ, J. a KVIKOVÍČ, J., 1970: Prehľad geomorfologických pomerov východného Slovenska. Bratislava, SPN, 5–220.
- KOČIŠKO, J., 1965: Záverečná správa a výpočet zásob Krčava. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- KOVÁČ, M., KOVÁČ, P., MARKO, F., KAROLI, S. a JANOČKO, J., 1995: The east Slovakian basin – A complex back-arc basin. *Tectonophysics (Amsterdam)*, 252, 453–466.
- KOZÁČ, J., DERCO, J., KUŠNIEROVÁ, M. a SZABOVÁ, J., 1976: Potok Kapka – korundovo-andaluzitová mineralizácia. Záverečná správa. Manuskript – archív GS SR, Sp. Nová Ves.
- KRÁSNÝ, J., 1993: Classification of transmissivity magnituded magnitude and variation. *Ground Wat. (Columbus)*, 31, 2, 230–236.
- KRAUS, I., HORVÁTH, I., ŠAMAJOVÁ, E. a GERTHOFFEROVÁ, H., 1972: Štúdium interkalačných schopností minerálov skupiny kaolinitu. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, XXIII, 2, 281–296.
- KREUTZ, V., 1871: Das Vihorlat-Gutin-Trachytgebirge. *Jb. K. geol. Reichsanst. (Wien)*.
- KRIPPEL, E., 1971: Postglaciálny vývoj vegetácie východného Slovenska. *Geogr. Čas. (Bratislava)*, 23, 3, 225–241.
- KRIPPEL, E., 1986: Postglaciálny vývoj vegetácie Slovenska. Bratislava, VEDA, 9–307.
- KSIAZKIEWICZ, M. a LEŠKO, B., 1959: On the relation between the Krosno and Magura flysch. *Bull. Acad. pol. Sci., Ser. Sci. Terre (Varsovie)*, 7, 773–780.
- KULLMANOVÁ, A. a MAHEL, M. et al., 1975: Štruktúrny vrt MIS-1 Podskalka (Humenské pohorie). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1–75.
- KUTHAN, M., 1948: Undačný vulkanizmus karpatského orogénu a vulkanologická štúdia v s. časti Prešovských hôr. *Práce Št. geol. Ústa. (Bratislava)*, 17, 87–174.
- KVIKOVÍČ, J., 1961: Príspevok k poznaniu neotektonických pohybov vo Východoslovenskej nížine a príľahlých oblastiach. *Geogr. Čas. (Bratislava)*, 13, 176–194.
- KVIKOVÍČ, J. a HARMAN, M., 1962: Niekoľko poznámok o výskyte kôry zvetrávania a jeho vzťahu k reliéfu v pohorí sopečného oblúka Vihorlat – Popričný. *Geogr. Čas. Slov. Akad. Vied (Bratislava)*, 14, 3.
- LEŠKO, B., 1953: Geológia tektonických jednotiek na východnom Slovensku pri Humennom (Die Geologie der tektonischen Einheiten in der ostslowakei bei Humenné – Res.). *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava)*, 4, 373–411.
- LEŠKO, B., 1954: Vývin východoslovenských jazier. *Geogr. Čas. (Bratislava)*, 6, 3–4, 175–191.
- LEŠKO, B., 1960: Paleogén bradlového pásma na východnom Slovensku (Paläogen der Klippenzone in der Ostslowakei – Res.). *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava)*, 11/1, 95–104.
- LEŠKO, B. a SAMUEL, O., 1960: Geológia bradlového pásma pri Podhorodí (Géologie de la zone des Klippes des environs de Podhorod' – Rés.). *Geol. Práce, Zpr. (Bratislava)*, 20, 139–150.
- LEŠKO, B., SENEŠ, J., KUTHAN, M., KVIKOVÍČ, J., FRANKO, O. a ZORKOVSKÝ, V., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSR 1 : 200 000, list Snina (M-34-XXIX). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1–134.
- LEŠKO, B. a SLÁVIK, J., 1967: Les traits fondamentaux de la structure géologique de la region située entre les Karpates occidentales et les Karpates orientales. *Geol. Sbor. (Bratislava)*, XVIII/1.
- LEŠKO, B. a SAMUEL, O., 1968: Geológia východoslovenského flyšu. Bratislava, Slov. Akad. Vied, 245 s.
- LEŠKO, B. a SLÁVIK, J., 1969: Tektonika sedimentárnych formácií vihorlatskej oblasti. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 47, 131–149.

- LEXA, J., KONEČNÝ, V., KALIČIAK, M. a HOJSTRIČOVÁ, V., 1993: Distribúcia vulkanitov karpatsko-panónskeho regiónu v priestore a čase. In: Zb. Geodynamický model a hlbinná staba Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 57–69.
- LUŠČÁK, J., 1992: Geologická stavba okolia Brekova – Humenské pohorie. Manuskript – Banická fakulta TU, Košice, 1–76.
- MAHEL, M., 1959: Nová jednotka Západných Karpát. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 51.
- MAHEL, M., 1963: Nové poznatky o stratigrafii a tektonickom postavení Humenského pohoria. Geologické práce, Zprávy 30, 5–20.
- MAHEL, M. et al., 1967: Regionální geologie ČSSR, Díl II, Západní Karpaty, svazek 1. Praha, Ústř. Úst. geol., 7–486.
- MAHEL, M., 1969: Humenské pohorie, správa ku geologickej mape 1 : 25 000. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- MAHEL, M., 1970: Geologická mapa humenského mezozoika v mierke 1:25 000, archív GÚDŠ, Bratislava.
- MAHEL, M., 1986: Geologická stavba československých Karpát, Palcoalpínske jednotky 1. Bratislava, Veda, 1–503.
- MARSCHALCO, R., 1975: Sedimentologický výskum paleogénnych zlepcov bradlového pásma a príľahých jednotiek a prostredie ich vzniku (Východné Slovensko) [Depositional environment of conglomerate as interpreted from sedimentological studies...]. Náuka o Zemi, Sér. geol. (Bratislava), 9, 1–145.
- MARSCHALCO, R. a SAMUEL, M., 1993: Sedimentológia východnej vetvy súľovských zlepcov (Sedimentology of Súľov Conglomerates eastern branch – Summ.). Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 17, 7–38.
- MAŠÍN, J. et al., 1963: Aeromagnetická a aerorádiometrická mapa ČSSR M 1 : 200 000. Manuskript – archív Ústř. Úst. geol., Praha.
- MATĚJKA, A. et al., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Košice – Zborov, Bratislava, 254 s.
- MATĚJKA, A. a HANZLÍKOVÁ, E., 1962: Příspěvek ke geologii okolí Podhorodě, Beňatiny a Inovců na východním Slovensku. Zpr. geol. Výzk. v r. 1961 (Praha), 190–193.
- MATULA, M. a ONDRÁŠIK, R., 1990: Inžinierska geológia v ochrane a tvorbe životného prostredia. Miner. slov. (Bratislava), 22, 385–392.
- MAZÚR, E. a LUKNIŠ, J., 1980: Geomorfologické členenie SSR. In: Atlas Slov. socialistickej republiky, Bratislava, Slov. Akad. Vied.
- MEDVEĎ, J., 1981: Kaluža – Klokočov. Hydrogeologický prieskum. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- MEDVEĎ, J., 1985: Hydrogeologický prieskum pre zabezpečenie rekreačných zariadení pitnou vodou. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- MEDVEĎ, J. et al., 1986: Vihorlat – Popričný, účelový hydrogeologický prieskum, I. etapa – lokalita Remetské Hámre. Záver. správa o hydrogeologickom prieskume. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- MEDVEĎ, J., 1986a: Účelový hydrogeologický prieskum využitia podzemných vôd neovulkanitov pre zabezpečenie okresu Michalovce vodou. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- MEDVEĎ, J., 1986b: Vihorlat – Popričný, II. etapa – lokalita Hlivišťa – účelový hydrogeologický prieskum. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- MEDVEĎ, J., 1986c: Vihorlat – Popričný, II. etapa – účelový hydrogeologický prieskum. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- MEDVEĎ, J., 1987a: Záverečná správa (čerpacia skúška vo vrte RH-1 Tibava). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- MEDVEĎ, J., 1987b: Vihorlat – Popričný, lokalita Koromľa, hydrogeologický prieskum. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

- MEDVEĎ, J., 1988a: Záverečná správa o hydrogeologickom prieskume (HZ-1, HZ-2 Remetské Hámre). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- MEDVEĎ, J., 1988b: Záverečná správa o hydrogeologickom prieskume (Porúbka). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- MEDVEĎ, J., 1988c: Poruba pod Vihorlatom – predbežný hydrogeologický prieskum. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- MEDVEĎ, J., 1989 a: Záverečná správa o hydrogeologickom prieskume Kusín – Jovsa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 20 s.
- MEDVEĎ, J., 1989b: Baškovce – hydrogeologický prieskum. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- MEDVEĎ, J., 1990: Hydrogeologický prieskum pre úžitkové a pitné účely (Choňkovce). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- MEDVEĎ, J., 1991: Vihorlat – Popričný, III. etapa – Vojnatina. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- MICHALÍK, J., REHÁKOVÁ, D. a SOTÁK, I., 1995: Bio- a litostratigrafia jursko- kriedových súvrství Humenského pohoria. III. Geologické dni J. Slávika, konfer., symp., semin., GÚDŠ Bratislava, 43–46.
- MÍŠÍK, M., SÝKORA, M. a JABLONSKÝ, J., 1991: Strihovské zlepenca a juhomagurská kordiléra (Strihovce conglomerates and South-Magura exotic ridge (West Carpathians). Západ. Karpaty (Bratislava), 14, 7–72.
- MÍŠÍK, M., SÝKORA, M., MOCK, R. a JABLONSKÝ, J., 1991: Paleogene Proč conglomerates of the Klippen belt in the West Carpathians, material from Neopieninic exotic ridge. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 46, 9–101.
- MLYNARČÍK, M. a PETRIVALDSKÝ, P., 1985: Sobranecké kúpele – ochranné pásma. Záverečná správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- MOLNÁR, J., JANOČKO, J., JETEL, J., SYČEV, V., PETRO, L. a KORÁBOVÁ, K., 1990: Vysvetlivky k listu 38-121 (Humenné). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1–68.
- MOLNÁR, J., KAROLI, S., ŽEC, B., BACSÓ, Z., BAŇACKÝ, V., SPIŠÁK, Z., JETEL, J. a SYČEV, V., 1988: Vysvetlivky k listu 38-123 (Humenné 3). Čiastková záverečná správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 1–88.
- MOŘKOVSKÝ, M. et al., 1989: Komplexní zpracování reflexně seismických měření SRB ve východoslovenském neogénu – oblast I. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- NÁVESNÁK, J., NOVYSEDLÁK, J. a ADÁSEK, S., 1974: Záverečná správa a výpočet zásob Oreské ZP – vápence so stavom k 1. 6. 1974. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 1–54.
- NEMČOK, A., PAŠEK, J. a RYBÁŘ, J., 1974: Dělení svahových pohybů. Sbor. geol. Věd, Hydrogeol. inž. Geol. (Praha), 77–97.
- NOWAK, J., 1929: Die Geologie der polnischen Ölfelder. Brennstoff-Geologie, 3, 1–94.
- ORLICKÝ, O., PAGÁČ, I. a SLÁVIK, J., 1970: Paleomagnetism of volcanic rocks in Vihorlat Mts. and its geological interpretation. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 21, 1, 153–166.
- PECSKAY, Z., KALIČIAK, M., KONEČNÝ, V., LEXA, J. a ŽEC, B., 1997: Timing of volcanic activity in Vihorlat mountain range, Eastern Slovakia (preprint).
- PETERCOVÁ, A., 1993: Mapa vhodnosti územia pre výber skládok odpadov v mierke 1 : 50 000 na území okresu Humenné. Vyd. MŽP SR, Bratislava, Geofond, 37s.
- PIOVARCSY, K., 1993: Mapa vhodnosti územia okresu Michalovce pre výber skládok odpadov v mierke 1 : 50 000 a registrácia skládok odpadov. Vyd. MŽP SR, Bratislava, Geofond, 65 s.
- PLIČKA, M., 1968: Joint zones in the Flysch of the Czechoslovak Carpathians and in the Paleozoic of the SE border of the Czech Massif. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 44–45, 119–127.
- PÓKA, T., 1988: Neogene and Quaternary volcanism of the Carpathian-Pannonian Region: Changes in chemical composition and its relationship to basin formation. In: The Pannonian Basin, ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. (Eds.). Memoir (Amer. Assoc. Petrol. Geol.), 45, 257–277.
- PORUBSKÝ, A., 1959: Hydrogeologický prieskum vodného zdroja v Tibave. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

- POSPÍŠIL, L. a FILO, M., 1977: Výsledky interpretácie geofyzikálnych anomálií v strednej časti Potiskej nížiny. Geol. Průzk. (Praha), 19, 9, 270–273.
- POSPÍŠIL, L. a FILO, M., 1985: A contribution of the complex geophysical investigation to the solution of the geological structure of the Vihorlat mountain group. Sbor. geol. Věd, užitá Geofyz. (Praha), 19, 9–29.
- POSPÍŠIL, L., 1980: Interpretácia tiažového poľa v oblasti východoslovenského neogénu. Miner. slov. (Bratislava), 12, 421–440.
- POSPÍŠIL, L., 1981: Sobrance – kúpele, detailný gravimetrický prieskum. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- PRÍHODA, J., 1966: Zpráva o prevedení hydrogeologického prieskumného vrtu (KL-1 Kaluža). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- PRÍHODA, J., 1967: Zpráva o vykonaní prieskumného vrtu (MH-1 Kaluža). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- RAČICKÝ, M., 1959: Stručný náčrt hydrogeologických pomerov uhľového ložiska Hnojné. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 52, 48–58.
- RAKÚS, M., 1990: Amonity a stratigrafia bázy czorsztyńských vápencov v bradlovom pásme na Slovensku a v Ukrajinských Karpatoch. Knih. Zem. Plyn Nafta (Hodonín), 9b, 73–108.
- REPČOK, I., KALIČIAK, M. a BACSÓ, Z., 1988: Vek niektorých vulkanitov východného Slovenska určený metódou stóp po štiepení uránu. Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava), 11, 75–88.
- REPKA, P., 1960: Zpráva o prevedenom hydrogeologickom prieskume pre JRD Hlivišťa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- RICHTHOFEN, F., 1858: Bericht über die Übersichtsaufnahme in nordöstlichen Ungarn. Jb. Geol. Reichsanst. (Wien).
- RICHTHOFEN, F., 1860: Tertiäre eruptivgesteine v. Ungarn u. Siebenbürgen. Jb. Geol. Reichsanst. (Wien).
- ROTH, Z., 1956: Geologie Humenského pohorí na východním Slovensku. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 8, 5–22.
- RUDINEC, R., 1981: Nové geologické a naftovo-geologické výsledky v podvihorlatskej oblasti na východnom Slovensku. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- RUSINA, L., 1978: Záverečná správa Zemplínska Šírava, stredisko Paľkov II, hydrogeologický prieskum. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- RUSINA, L., 1985: Záverečná správa (Vinné). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- SALTERS, V. J., HART, S. R. a PANTÓ, GY., 1988: Origin of late Cenozoic volcanic rocks of the Carpathian Arc, Hungary. In: The Pannonian Basin, ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. (Eds.). Memoir (Amer. Assoc. Petrol. Geol.), 45, 1–16.
- SAMUEL, O., 1959: Mikrobiostratigrafické vyhodnotenie povrchových vzoriek b) z duklesko-užockých vrás. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 1.
- SAMUEL, O., 1962: Mikrobiostratigrafické pomery kriedových sedimentov vnútorného bradlového pásma v okolí Beňatiny (Microbiostratigraphic situation in Cretaceous sediments of Klippes-zone in vicinity of Beňatina–Summ.). Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 24, 153–197.
- SAMUEL, O. a SALAJ, J., 1968: Microbiostratigraphy and foraminifera of the Slovak Carpathian Paleogene. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1–232.
- SGÚ, 1992: Smernica na zostavovanie máp vhodnosti pre skládky odpadov v mierke 1 : 50 000. Vyd. SGÚ, odbor životného prostredia, Bratislava.
- SCHEIBNER, E., 1967: Karpatské pásmo bradlové. In: MATĚJKA, A. (ed.) Regionální geologie ČSSR, II, 2. Praha, Ústf. Úst. geol., Academia, 7–105.
- SCHEIBNEROVÁ, V., 1963: Some new informations on the Cretaceous of the Klippen Belt of West Carpathians. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 14, 221–268.

- SLÁVIK, J., BAGDASARJAN, G. P., KALIČIAK, M., TÖZSER, J., ORLICKÝ, O. a VASS, D., 1976: Radiometrické vzrasty vulkanických porod Vigorlata i Slanských gor. *Miner. slov. (Bratislava)*, 8, 4, 319–334.
- SLÁVIK, J., ČVERČKO, J. a RUDINEC, R., 1968: Geology of Neogene volcanism in East Sloviaka. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 44–45, 215–239.
- SLÁVIK, J. et al., 1969: Závěrečná správa Vihorlat – Popriečny VP. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- SLÁVIK, J., 1958: K otázke vzniku jazera Veľké Okno a jeho kotliny vo Vihorlate. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 49.
- SLÁVIK, J., 1964: Ryolitový tuf z lokality Oreské. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 33, 125–130.
- SLÁVIK, J., 1968: Chronology and tectonic background of the Neogene volcanism in Eastern Slovakia. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 44–45, 199–214.
- SLÁVIK, J., 1969: Závěrečná správa z vyhládavacieho prieskumu Vihorlat – Popriečny – polymetalické rudy so stavom k I. I. 1969. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- SLÁVIK, J., 1970: Minerály rozsyrov vulkanitov Vihorlatu, ich geologický a prospekčný význam. *Miner. slov. (Bratislava)*, II, 7, 231–248.
- SLÁVIK, J., 1971: Geologická stavba Choňkovskej depresie. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 55, 97–104.
- STRÁNIK, Z., 1965: Geologie magurského flyše Čerchovského pohorí a západní části Ondavské vrchoviny. *Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava)*, 3, 125–178.
- SZABOVÁ, A., 1976: Hydrochemické zhodnotenie. Kvalitatívne zhodnotenie podzemných vôd. In: BAJO, I. et al.: Vihorlat – Popriečny, vyhládavací hydrogeologický prieskum. Závěrečná správa s ocenením zásob podzemných vôd. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 114–136, 162–163.
- ŠEFARA, L. et al., 1987: Štruktúrno-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát pre účely prognózovania ložísk (geofyzikálne interpretácie). Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 267 s.
- ŠKVARKA, L. (ed.), 1985: Základná hydrogeologická mapa ČSSR 1 : 200 000, list 38 Michalovce. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- ŠKVARKA, L. et al., 1976: Hydrogeológia územia listu 38 Michalovce mapy ČSSR 1 : 200 000. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 314 s.
- ŠPŮREK, M., 1976: Pokyny k registrácii sesuvů a jiných nebezpečných svahových deformací. Manuskript – Geofond, Praha, 1–30.
- ŠTOHL, J., LEXA, J., KALIČIAK, M. a BACSÓ, Z., 1994: Metalogenéza žilnikových polymetalických mineralizácií v neovulkantoch Západných Karpát. *Miner. slov. (Bratislava)*, 26, 75–117.
- ŠUTORA, A., LEŠKO, B., ČVERČKO, J. a ŠRÁMEK, J., 1990: Príspevok geofyzikálnych dát k riešeniu geologickej stavby a roponádejnosti juhovýchodného Slovenska. *Miner. slov. (Bratislava)*, 22, 193–212.
- TÄUBER, A., 1913: Lage ind Beziehungen einiger tertiärer Vulkangegebiete Mitteluropas zu gleichzeitigen Meeren oder Grossen Seen. *NJMPG 36, Stuttgart*.
- TKÁČIK, P. a FRANKO, O., 1975: Sobranceké kúpele – projekt vyhládavacieho hydrogeologického prieskumu pre ochranné pásma. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- TKÁČIK, P., MLYNÁRČIK, M. a PETRIVALDSKÝ, P., 1994: Minerálne vody Sobrancekých kúpeľov a ich ochrana. *Medzinár. symp. Minerálne vody východného Slovenska. Lipovce 1994. Slovenská asociácia hydrogeológov – ROSA, Žilina*, 61–76.
- TKÁČIK, P., 1959: Registrácia prameňov minerálnej vody – okres Michalovce. Manuskript – archív IGHP, Žilina.
- TÓTH, J., 1963: A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *J. geophys. Res. (Washington)*, 68, 16, 4795–4812.
- TÖZSER, J., NOVYSEDLÁK, J. a MIHALÍK, F., 1967: Brekov D, závěrečná správa a výpočet zásob, stavebný kameň so stavom k IX. 1967. Manuskript – archív GS SR, Sp. Nová Ves, 1–56.
- VALUŠIAKOVÁ, A., 1976: Sobranceké kúpele, geofyzikálny prieskum. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

- VARCHOLOVÁ, J., DOJČÁKOVÁ, V. a NÁVESŇÁK, J., 1973: Závěrečná správa a výpočet zásob Krivošňany – PP – stavebný kameň. Stav k 15. 5. 1973. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 1–87.
- VASS, D. 1981: Rozdelenie molás Západných Karpát v čase a priestore. In: Geologická stavba a nerastné suroviny hraničnej zóny Východných a Západných Karpát. Košice, 79–83.
- VASS, D. et al., 1984: Prognózy ložiskový výskum lignitov vrchného sarmatu a panónu v Choňkovej depresii. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- VASS, D. et al., 1988: Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov panónskej panvy na území ČSSR 1 : 500 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1988.
- VASS, D. a ČVERČKO, J., 1985: Litostratigrafické jednotky neogénu Východoslovenskej nížiny. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 82, 111–126.
- VASS, D., TÖZSÉR, J., BAGDASARJAN, G. P., KALIČIAK, M., ORLICKÝ, O. a ĐURICA, D., 1978: Chronológia vulkanických udalostí na východnom Slovensku vo svetle izotopických a paleomagnetických výskumov. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 71, 77–88.
- VERČIMÁK, M., 1972: Správa o hydrogeologickom prieskume pre Štátne lesy Ruský Hrabovec. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- WAGNER, J., 1969: Hydrogeologický prieskum (Vyšná Rybnica). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- WRIGHT, J. V., SELF, S. a FISHER, R. V., 1980b: A working terminology of pyroclastic deposits. J. Volcanol. geotherm. Res. (New York), 8, 315–336.
- ZAVŘELOVÁ, D. a MOŘKOVSKÝ, M., 1972: Závěrečná zpráva o geoelektrickém měření ve východoslovenské neogenní pánvě (podvihorlatská deprese a Košická kotlina). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- ZLINSKÁ, A., 1994: Biostratigrafické vyhodnotenie vrtoz z oblasti Východoslovenskej nížiny. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- ZLINSKÁ, A., 1995: Biostratigrafické štúdium miocénnych sedimentov z Modry n./Cirochou na základe foraminifer. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 100, 53–56.
- ŽÁK, A. a MEDVEĐ, J., 1988: Výsledky hydrogeologického prieskumu optimálneho využitia podzemných vôd neovulkanitov Vihorlat – Popriečny. In: Optimalizácia využitia puklinových a puklinovo-krasových vôd. Zbor. referátov z odbor. semin. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 71–78.
- ŽÁK, A., 1990: Závěrečná správa o hydrogeologickom prieskume Snina – Kamienska. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 27 s.
- ŽÚREK, V., 1954: Geologická stavba západné časti pohorí Vihorlat. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 5, 1–4, 404–412.
- ŽEC, B., KALIČIAK, M., KONEČNÝ, V., LEXA, J., JACKO, S. ml., KAROLI, S., JETEL, J., BODNÁR, J., PETRO, L. a SPIŠÁK, Z., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape – listy: 38-124; 38-142; 38-211; 38-213; 38-231. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 135 s.
- ŽEC, B., 1997: Geochemická a petrologická charakteristika stratovulkánu Diel (Vihorlatské vrchy) a jeho porovnanie so stratovulkánom Bogota (Slanské vrchy). In: LEXA, J., HOJSTRICHOVÁ, V., KONEČNÝ, P., KONEČNÝ, V., KÖHLEROVÁ, M. a ŽEC, B., 1997: Petrologický model neovulkanitov Slovenska. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- ŽEC, B., KALIČIAK, M., KONEČNÝ, V., LEXA, J., JACKO, S. ml., BAŇÁCKÝ, V., KAROLI, S., POTFAJ, M., RAKÚS, M., PETRO, L., SPIŠÁK, Z., BODNÁR, J., JETEL, J., BOOROVÁ, D., ZLINSKÁ, A., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Vihorlatských a Humenských vrchov. Závěrečná správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

SUMMARY

The region shown on the geological map is composed of several geomorphological units. Most of it is covered by the Vihorlatské vrchy Mts., which are composed of the Humenské vrchy Mts., the Vihorlat Mts. and the Popriečny Mts. subunits. Its mountainous relief contrasts with smoothly modelled relief of the East Slovakian flatland in the southern and south-western parts of the region and with the upland-type relief of the Beskydy foothill in the north and north-east.

The geological structure is heterogeneous, composed of the following geological units: **the Mesozoic rocks of the Humenské vrchy Mts., the Mesozoic rocks of the Klippen belt, the Magura (Čergov-Beskydy) Paleogene rocks, the Klippen belt "Paleogene" rocks, the Inner Carpathian Paleogene rocks, the Neogene molasse sediments, the Neogene volcanic rocks and the Quaternary sediments.**

MESOZOIC ROCKS OF THE HUMENSKÉ VRCHY MTS.

Mesozoic rocks of the Humenské vrchy Mts. represent an eastward continuation of the Western Carpathian Facium Unit. Their external position, in respect of this paleoalpine unit, is also accentuated by partly different development, as observed at the other Facium type localities. The first which described this differentiation was Roth (1956) and later Maheľ (1986). The Humenské vrchy Mts. are made up mainly of Anisian to Lower Cenomanian (Fig. 3) carbonate rocks, which indicate a fairly diversified succession of Facium trough in this area. The area under study was formed during several tectonic stages. As a result there developed four imbricated ENE striking thrust sheets (Jasenovská, Klakočiny, Kocovo and Hôrky thrust sheets), disrupted by equidistant, steep, predominantly northward striking faults.

Triassic

The Middle Triassic times are characterized by an intense shallow water carbonate sedimentation (Gutenstein limestones, Ramsau dolomites and pale limestones). The products of this sedimentation take an important part in the structure of the area under study.

The dark-grey to black Gutenstein limestones represent a discontinuous, as much as 350 m thick, base of all thrust sheets of the Humenské vrchy Mts. Mesozoic rocks. They are overlain by as much as 250 m thick Ramsau dolomites. Two types of dolomites were distinguished: a) grey to grey-white with gypsum and anhydrite pseudomorphs (Phototable II, Fig. 4) and b) creamy, without fossil remnants, present in the upper parts of the suite. As much as 10m thick, pale, characteristically milky limestones that crop out scarcely in the eastern part of the area.

As in the other parts of the Central Western Carpathians, the Upper Triassic epoch was characterized by a varied, shallow water, carbonate- to detritic-carbonate sedimentation (Carpathian Keuper, Fatra Formation).

The Carpathian Keuper sequence is the most important representative of the Upper Triassic rocks. The sequence is made up of variegated (red, green, violet) clayey-sandy

shales, alternating with the beds of grey massive dolomites. Its thickness is as much as 100 m. Grey and black Upper Triassic marly limestones are very rich in organic detritus. Oomicritic textures occur frequently. The outcrops of this sequence have limited extent (as much as 10m thick) and represent a concluding stage of the Triassic sedimentation.

Jurassic

The beginning of Jurassic sedimentation was influenced by the Old-Kimmerian movements that were followed, during Lower Liassic stage, by a shallow-water, mainly limestones sedimentation (Kopienec Formation). Due to overall sea deepening the sedimentation changed during the Pliensbachian stage to abyssal (Allgäu beds). The base of Jurassic sedimentation represent the dark-grey, sandy-crinoid limestones, alternating with the black marly-sandy shales of the Kopienec Formation. The sequence is as much as 100 m thick and is preserved throughout the Humenné Mesozoic. Some 7 m thick patchy limestones of the Algäu Formation crop out on the southern slopes of the Humenské vrchy Mts.

The Middle Jurassic, but mostly the Upper Callovian (Hierlatz limestones, grey-creamy massive limestones, Osnica Formation) variegated facies developed due to sudden basinal activity along the listric faults. Some 15 m thick, shallow water, red, sparry crinoid Hierlatz limestones scarcely occur within the domain of the Humenné Mesozoic. The grey-creamy massive limestones are part of a newly established facies and occur only in some lenses of the Humenné Mesozoic. The remnants of foraminifera, radiolaria and bivalvian fossils were found in limestones (Phototable I, Fig. 6). As much as 30 m thick deep water, pale, marly limestones (Osnica Formation) occur mainly as a direct continuation of the underlying Hierlatz limestones in the northern parts of the Humenné Mesozoic.

Cretaceous

The limestones that deposited during the Lower to Middle Cretaceous sedimentation cycle occur exclusively at the northern boundary of the Humenné Mesozoic. The deep water sedimentation continued until the Lower Cretaceous times (Mrázňica Formation), when a shallowing of sea bottom took place due to a subduction of sedimentation area (dark-brown to black limestones, grey-brown limestones, Poruba Formation).

The Jurassic formation is conformably overlain by the Lower Cretaceous dark-grey marly limestones with chertstone nodules (Mrázňica Formation). These are overlain by the dark-brown to black limestones. The formation is some 70 m thick and in the northern part of the region is also included, in a form of irregular lenses, in the basal Paleogene sequence.

The occurrence of Upper Aptian to Lower Albian grey-brown limestones in the Humenné Mesozoic is limited to its northernmost part. The thickness of this formation is about 50 m. The Poruba Formation, represented by some 200–250 m thick grey to dark-grey sandy limestones, is the youngest Mesozoic sequence of the Humenné Mesozoic. It developed due to closure of the basin between the margin of Central Western Carpathians and the subducting margin of the European platform. It crops out only

scarcely in the northern, marginal parts, west of the Brekov village and south to south-east of the Jasenov village.

The Mesozoic development was terminated by a north-vergent thrust of Central Western Carpathians units and by a Laramian folding phase between Cretaceous and Paleogene.

KLIPPEN BELT MESOZOIC

Two sequences were distinguished in the Klippen belt: the Czorsztyn and the Kysuca sequence.

Czorsztyn sequence

Jurassic

The Dolné Mlyny Formation (Hettangian–Sinemurian) is represented by light-grey fine-grained sandstones and dark-grey to black fine-sandy claystones. They occur in a quarry near the Beňatina village. The rocks of *Algäu Formation* (Domerian to Lower Toarcian) occur locally in the northern and eastern parts of the Beňatina quarry. This formation is composed of light-grey, fine-sandy, clayey limestones, alternating with grey-blue to grey fine-sandy calcareous claystones. The Algäu beds are overlain by a thin (less than 5 m), but a characteristic formation of red, locally laminated, Upper Toarcian to Aalenian *fine-sandy clays to claystones*. *The Smolegowa and Krupianka Formations* are composed of grey to grey-green and red Bajocian crinoid limestones. The cliff, on which the ruins of Podhorod' castle are situated, is made up of this type of limestone.

The Czorsztyn *red nodular limestones* (Lower Bathonian to Tithonian), which grade into beige, or grey varieties, are a characteristic member of the Czorsztyn sequence (Fig. 5). The *radiolarian limestones and radiolarites* (Bathonian - Callovian?) crop out very scarcely, especially north-east of Beňatina. There they lie between the Krupianka crinoid limestones and the Czorsztyn limestones. A small klippe near the northern end of Podhorod' village is made up of beige, locally reddish, or beige-greenish, weakly crinoid, so called *Dursztyn limestones*.

Cretaceous

The Púchov marls (Campanian ? Maastrichtian), composed of red and grey marlstones and marls, crop out in an almost contiguous strip running from Hrbok (531m a.s.l.) triangulation point, through the northern margin of Beňatina into the pass between Paprtný (621m a.s.l.) and Veľký Osojík (526m a.s.l.) triangulation points and the northern part of Podhorod', into the Kadnianka valley. *The Jarmuta beds*, composed of quartzose-carbonate sandstones, conglomerates and claystones, form a strip between the Beňatina and Podhorod'. The age range of Jarmuta beds is Younger Campanian - Youngest Maastrichtian. The estimated maximum thickness of the formation is 350 m.

Kysuca Sequence

The Kysuca Sequence represents a Middle Cretaceous “*formation of variegated clays*”, made up of Albian to Turonian marls, claystones and sandstones. The extent of the sequence is limited. The isolated occurrence of red radiolarite in the Beňatinská voda valley may also belong to the Kysuca Sequence.

PALEOGENE

We have divided the Paleogene rocks into the Klippen belt (=Beňatina sequence), the Inner Carpathian (=Humenné sequence) and the Magura paleogene (Krynica flysch) units.

KLIPPEN BELT PALEOGENE

The Beňatina Sequence

The “*Súľov conglomerate Formation*“ (Older Eocene–(?) Middle Eocene), a part of the Beňatina Sequence (Fig. 7), is characterized by the carbonate conglomerates, sandstones and scarce claystones. The formation crops out between Beňatina and southern end of Podhorod' village, between Veľký a Malý Osojík villages. It is made up of thick conglomerate and breccia (50–300 cm thick), composed exclusively of carbonate material. The formation transgressively overlies the basement composed of klippen, while the transgressive contact with the Cretaceous conglomerates of the Jarmuta beds can well be observed. The entire thickness of this formation is about 160 m.

Composed predominantly of pelites the so called *Krúžice beds* flysch formation (Middle Eocene–Priabonian) crops out south of Podhorod' and south-west of Beňatina. The claystones (in the upper parts also red) are intercalated with sandstones and conglomerates. We presume that the total thickness of *Krúžice beds* is 450 m.

INNER-CARPATHIAN PALEOGENE

The Humenné sequence

At its NE margin the Mesozoic sequence of Humenské vrchy Mts is transgressively overlain by the Inner-carpathian Paleogene sediments. Due to a system of steep NW striking faults at its south-western margin (Oreské, Brekov) the formerly transgressive junction of the two sequences is morphostructurally superposed. The Humenné sequence is composed of the Borové and the Huty Formation sediments (Fig. 7). The *Borové Formation* sediments (Middle Eocene) are some 200 m thick conglomerates and breccias, which transgressively overlie the Mesozoic rocks of the Humenské vrchy Mts. At the southern margin of Humenské vrchy Mts. and north-east of Ptičie village there crop out in the overlies of the conglomerate the flysch-like *Huty Formation* (Younger

Eocene), composed of claystones and sandstones. We presume that its thickness reaches 300 m, or even more.

MAGURA PALEOGENE (KRYNICA FLYSCH)

The Magura Sequence

The Magura sequence s. l. is made up of the Proč Member, the Strihov and the Inovce Formations (Fig. 6).

The flysch-like *Proč Member* is composed of fine- to coarse-grained quartzose-calcareous sandstones and silty claystones. Several conglomerate intercalations, with varied pebble composition are present. The total thickness of Proč Member is about 330 m and their age is Younger Paleocene to Older Eocene. The *Strihov Formation* crops out along the northern margin of Klippen belt. It is a thick-bedded flysch formation in which predominate the greywacke sandstones. The sandstones are predominantly fine- to medium-grained, of greywacke type, with quartz and carbonate clasts. The formation contains as much as 10 m thick bodies of slid sandstones and conglomerates. We presume that the total thickness of Strihov Formation is 900 m. Its age predates the Middle Eocene. The *Inovce Formation* [Middle (?)-Younger Eocene] is pelitic, made up of red-violet, yellow-white and green-blue-grey "variegated" claystones. It crops out scarcely at the southern end of Inovce village.

NEOGENE

Neogene molasse

Cropping out in the north-western part of the region, the Neogene molasse sediments (Fig. 9) are in subordinate extent represented in the geological structure of the Vihorlat Mts. and the Humenské vrchy Mts. region.

Eggenburgian

The Neogene sedimentation commenced during the Eggenburgian stage. The relics of sediments are preserved NE of the Klippen belt, mainly south-east and east of the village Modra n. Cirochou. This position indicates that the Eastern Slovakian Basin was connected with the foredeep in the west, or north-west. The sediments are pelitic, shallow-water, composed of weathered grey to greenish-grey claystones and contain siltstone and dark bituminous clay intercalations. Besides claystones and siltstones there also occur fine-grained sandstones and scarce sandstones with conglomerate intercalations. These sediments are strongly tectonically disrupted, steeply dipping, and marked by tectonic slickensides and polishes. Small deltas entered the narrow basin at the end of Eggenburgian stage (Karoli in Žec et al., 1996).

Karpatian

The Otnangian hiatus was followed by the Karpatian transgression. The Basal Teriakovce Formation is characterized by a deep water, pelitic development. The transgressive character has the upper part of Karpatian stage – the *Kladzany Formation*, observed at the junction with Paleogene rocks as a varied, lagoonal development. The formation is composed of brown-violet claystones with scarce sandstone and siltstone intercalations. Also present are gypsum veinlets and efflorescences. The sedimentary of this formation scarcely occur south-east of the Oreské village (Karoli in Žec et al., 1996).

Badenian

The sedimentation during Badenian stage shows again the transgressive features (Karoli in Žec et al., 1996). Thus, the *Nižný Hrabovec Formation* (Lower Badenian), as well as the overlying *Vranov Formation* (Middle Badenian) indicate a detritic-pelitic development. The Nižný Hrabovec sediments are made up of medium-fine-grained yellowish to rusty-brown sandstones and grey to yellow-brown patchy claystones. They are so much weathered as to form clays. The Vranov Formation is characterized by the sediments composed of grey to blue-grey clays with fine-medium grained yellowish to moderately rusty sandstone intercalations. The sediments of both formations crop out south-east of the Oreské village.

NEOGENE VOLCANIC ROCKS OF THE VIHORLAT MTS.

The products of Neogene volcanism (Fig. 10) cover an essential part of the region. They are characterized by two types of volcanic activity of calc-alkaline composition (classified on the basis of distribution of Carpatho-Pannonian volcanic rocks, after Lexa et al., 1993). The first is a bradly scattered type of dacite to rhyodacite volcanism (Lower Badenian), whose products are scarce. The second type is a basaltic-andesitic to andesitic volcanism of volcanic arc type (Middle Sarmatian–Lower Pannonian), characterized by a large number of andesitic stratovolcanoes and volcanoes that are related to two fault systems. The Popriečny, Diel and Morské oko stratovolcanoes are situated at the intersections with transversal, north-east striking faults, at the north-eastern side of a graben delineated by a parallel running fault system. To the second fault system (the so called Vrbnica fault system) are bound the volcanic centres of substantially (areally) smaller stratovolcanoes called Vihorlat, Sokolský potok and Kyjov and of a volcano called Kamienka. The volcanic activity of individual volcanoes was radiometrically dated using the K-Ar method (Pecskay et al., 1997), (Tab. 1).

Badenian

The regional, Lower Badenian type of dacite to rhyodacite volcanism is represented by the fine-grained, predominantly aleuritic-pelitic, light-grey to greenish, Hrabovec rhyodacitic tuffs (Slávik, 1969). In the lower part there occur medium- to coarse-grained tuffs with pumice fragments and with biotite and feldspar crystaloclasts. The garnet

grains occur scarcely. The bentonitization and zeolitization processes obliterated the primary character of tuffs. They crop out mainly westward of the Vihorlat Mts., near Oreské and north-east of Sobrance.

Sarmatian–Pannonian

Another type of volcanism is represented by the basalt-andesite to andesite of the volcanic arc type. This activity continued during Middle and Upper Sarmatian stages in a form of rhyodacite bodies that intruded the Paleogene sediments. One such body occurs north-east of Beňatina willage. The rhyodacite body of **BEŇATINA VODA** is made up of pale, autometamorphosed rhyodacite with accessory garnet. The body is enwrapped in a breccia that contains glassy rhyodacite fragments in a clayey-sandy matrix. There are several interpretations as regards its stratigraphic position. Slávik (1969) assigns this volcanic activity Upper Sarmatian, while Bacsó (1979) Upper Badenian age. On the basis of radiometric dating of Pecskey et al (1997) we rank the intrusion with the Middle Sarmatian volcanic activity.

The beginning of Upper Sarmatian times was marked by the volcanic activity whose products crop out as morphologically distinct, extrusive bodies of the **VINNÉ COMPLEX** (Kaličiak et al 1984, Žec et al 1996) at the base of the volcanic suite, at its SW margin (in the surroundings of Trnava pri Laborci - Vinné - Kaľuža villages), at its western to north-western margins east of Oreské and south-east of Ptičie villages, as well as at the heads of Kanské, Suchý potok and Voňarský potok valleys). The geological structure of the Vinné Complex is composed of several petrographic rock types, which have a feature in common - alterations of autometamorphic type, represented by hematitization of mafic minerals and to a lesser extent by chloritization and recrystallization of the matrix. This complex also includes extrusive bodies of amphibole-hypersthene andesites, hypersthene andesites with accessory augite and amphibole, augitic-hypersthene andesites and associating transitions to the extrusive breccias. The radiometric ages for samples of individual extrusive bodies indicate their formation during the Middle Sarmatian stage

The Upper Sarmatian to Lower Pannonian times were dominated by the development of andesitic stratovolcanoes (Kaličiak et al 1984, Kaličiak et al 1994, Žec et al 1996). A general feature of this volcanic activity is its predominantly explosive onset, which gradually turned into effusive.

The end of volcanic activity was marked by intrusions into the central stratovolcanic zones. The individual, particular stratovolcanoes can well be defined due to the occurrence of central zones with relics of volcanic cones and hydrothermally altered rocks, with andesite and diorite porphyry intrusions, the transitional volcanic zones, made up of volcanic mantle and the peripheral volcanic zones, composed predominantly of redeposited pyroclastics and epiclastics. Two distinctive chains of andesite stratovolcanoes developed during the mentioned explosive-effusive activity.

The north-west striking eastern chain includes the morphologically isolated Popriečny, Diel and Morské Oko stratovolcanoes, each representing defined volcanic formations.

POPRIEČNY STRATOVOLCANO

The Popriečny stratovolcano is situated south-east of the Diel stratovolcano in an area limited in the north by Inovce and Podhorod' willages, in the west by Choňkovce a Tibava willages, in the south by Vyšné Nemecké willage and in the east by national boundary with Ukraine, the Popriečny Stratovolcano represents an easternmost volcanic structure of most of which lies outside Slovakia.

Cropping out at the stratovolcano's northern margin and in its basement, the Inner Carpathian Paleogene and the Magura Unit Paleogene sediments straddle a segment of Klippen belt rocks. SE of Beňatina, in the immediate footwall of the volcanic structure, there crops out an extrusive rhyodacitic body of Middle- Sarmatian age.

Two formations we distinguish within the stratovolcano (Kaličiak et al., 1984, Žec et al., 1996):

1. *Popriečny Formation*
2. *Petrovce Formation*

On the basis of radiometric dating of selected stratovolcanic lithofacies the volcanic activity pulsed within the range Middle Sarmatian - Lower Pannonian, i.e. 11.7 - 10.0 Ma (Pecskay et al. 1997). In the $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2 classification diagram (Fig. 31) all rocks appear to have sub-alkaline character and represent medium-potassic andesites. In the AFM diagram the rocks show a calc-alkaline trend.

Generally, as a result of different degrees of elevation of the basement during the stage of volcanic activity and post-volcanic subsidence of individual blocks the Popriečny stratovolcano has, from north to south, a distinct asymmetrical structure.

Popriečny Formation

Effusive-explosive Popriečny Formation represents a lower structural horizon of the stratovolcano and is a dominant feature in its structure. It includes a relic stratovolcanic cone, a proximal and a distal volcanic zone. The thickness of formation considerably varies.

Much of the structure is composed of autochthonous pyroclastics that form an erosionally "denudated" cone deeply carved by the Koromľanský, Suchý and Srový potok valleys and by a valley below Stredný Temlov (Fig. 32). Within these we distinguish irregularly alternating beds of coarse-blocky agglomerates, volcanic breccias, lapilli-pumice and ashy deposits. At higher levels of the cone there occur thin and generally brecciated lava flows of fine-porphyric to medium-porphyric pyroxenic andesite, alternating with thin, autochthonous, pyroclastic beds. The proximal volcanic zone of the formation in the western to south-western part of the stratovolcano (in the area of Priekopa and Porúbka villages) is represented mainly by volcanoclastics, composed of redeposited pyroclastic rocks and formations of epiclastic sandstones to siltstones, which indicate a deposition in fluvial-limnic environment. These are, at higher levels, overlain by formations of epiclastic conglomerates and sandstones. The lava flows are as much as several meters (25 - 30 m) thick and their orientation clearly indicates an existence of paleovalleys, which developed on the volcanic slopes during the formation

stages of the lower volcanic structure. They are composed predominantly of fine-porphyrific to medium-porphyrific hypersthenic-augitic andesite and leucocratic andesite. The distal volcanic zone of the suite is composed mainly of epiclastic sandstones and siltstones (in the area of Kolibabovce and Porúbka villages) with thin epiclastic conglomerate intercalations.

The lava flows of the Popriečny Formation represent an important part of its structure. They are 10 to 35 m thick and their thickness increases with the distance from the centre. Their basal parts are made up mainly of andesite with bedded jointing, which grades into blocky jointing. The lava flows dip periclinally under the angles 20 - 28°. Petrographically, most of the suite is composed of fine- to medium-porphyrific hypersthenic-augitic andesites, medium-porphyrific andesites with large pyroxene (augite) phenocrysts and of leucocratic andesites.

Petrovce Formation

The Petrovce Formation represents an upper structural horizon and consists largely of the products of effusive activity. In contrast to the lower volcanic horizon, the autochthonous and redeposited pyroclastics are represented only sporadically at the lava flows hangingwalls, which indicates that the incipient stage of its formation had explosive character. Spatial distribution of lava flow relics on top of the older structure indicates that once they represented fills of erosional paleovalleys (Fig. 33) that radiated from the eruptive centre. From north to south these are:

1. a NW - SE running paleovalley from the national boundary toward Beňatinský les forest,
2. a paleovalley running from the national boundary toward Starý Koňuš - Hornianske vrchy - Choňkovce,
3. a W - E running, westwards broadening to form a fan, paleovalley between Taščina triangulation point and Malý Ščob, and
4. a paleovalley running south-westward from the national boundary to Haseník triangulation point, and farther to Petrovce - Krčava.

The lava flows are composed of medium- to coarse-porphyrific pyroxenic andesites, coarse-porphyrific leucocratic andesites and aphanitic to fine-porphyrific leucocratic andesites

DIEL STRATOVOLCANO

The Diel Stratovolcano represents a quite well preserved volcanic structure (Kaličiak et al., 1984, 1994, Žec et al., 1996) situated north-west from the Popriečny stratovolcano, between the Beňatinská voda creek (in the south) and Barlahov potok creek (in the north) valleys. Essential part of the eastern segment of stratovolcano became subject of denudation. As is the case in Popriečny stratovolcano, it had originally smaller extent and thickness, which was due to synvolcanic movements along a NW - SE running faults below the centre of the stratovolcano.

At the eastern margin and in the underlier of the stratovolcano there occur from S towards N the sediments of Inner Carpathian Paleogene, a segment of Klippen belt and Paleogene rocks of the Magura Unit. In the immediate underlier, at the SE margin, occur Badenian rhyodacitic tuffs (northern and southern slopes below the Borol'a triangulation

point, west of Beňatina village). At the northern margin the Diel stratovolcano products enter the basement of the youngest products of Morské oko stratovolcano (Barlahovský potoka creek valley), at the south-eastern margin the youngest products of Diel stratovolcano overlap the products of lower structural horizon of Popriečný stratovolcano.

The following formations were distinguished on the basis of lithological-petrographical aspects and stratigraphic setting of lava flows and volcanoclastic rocks:

1. *Bystrá Formation* (basal “structural horizon“) represents the 1st stage that followed the development of the volcano and the characteristic rocks are medium-porphyrific pyroxenic andesites. The formation directly overlies the basement a while in the northern part of the stratovolcano it has predominantly effusive character, in the southern part of the stratovolcano there predominate redeposited pyroclastics and epiclastics.

2. *Vavrová Formation* (upper “structural horizon“) overlies a markedly denudated (mainly in the central zone) and erosionally modelled surface of the Bystrá Formation. Characteristic rocks of this formation are coarse-porphyrific pyroxenic andesites, while leucocratic and basaltic andesites are subordinate, which indicates distinct differentiation processes.

3. *Diel Formation* (the latest products of the stratovolcano) is represented by only few lava flows of amphibolic-pyroxenic andesites that again overlie the denudated surface of the Vavrová Formation as high as is the level of intravolcanic intrusives.

4. Complex of *central volcanic zone*, the unifying element of which is the extent of propylitic alteration, which includes intrusive bodies of diorite/diorite porphyry, the altered rocks (equivalents of the Vavrová Formation) and various facies of younger andesitic dykes.

The radiometric dating has shown that the volcanic activity pulsated since Upper Sarmatian till Lower Pannonian stage. On the basis of chemical composition the andesites belong to medium potassic type and are of subalkaline character (Fig. 27). In the AFM diagram they fall within the Ca-alkaline trend field, but their high Fe content shifts them into the field of tholeites.

Bystrá Formation

Being the products of its first stage, the Bystrá Formation represents the basal structural horizon of the stratovolcano. Its position is circumferential excepting for the SW part, where it was completely removed by erosion. Its thickness varies and in the northern part of the stratovolcano, above the erosional base, it is as much as 300 m. As shown by geophysical methods and owing to NW - SE trending syngenetic subsidence of the graben in the basement of the stratovolcano the total thickness of the suite was possibly much greater, at least 500 - 600 m. The upper boundary of the formation is determined by erosional cut below the overlying Vavrová Formation. The erosion affected mainly the central zone and SE part of the stratovolcano, but fairly deep paleovalleys can also be observed in the western and northern parts of the stratovolcano.

The structure of Bystrá Formation is spatially variable. Exposed in the Bystrá, Rybníčka and Cerkevka valley heads are the lava flows, and mainly coarse pyroclastic rocks and, to a lesser extent, redeposited tuffs and pumice tuffs dipping periclinally under angles 10-20°. Proximal zone of formation in the NE, N and NW parts of the

stratovolcano has a character of effusive suite with scarce redeposited tuff/pumice tuffs and epiclastic volcanic breccia to redeposited pyroclastic intercalations. Individual lava flows are 20 to 60 m thick. The position of lava flows was influenced by general tectonic rotation (tilting) of the volcano westwards, so that it is no more purely periclinal. In the basal part of the formation, along the Barlahov potok brook, the position is subhorizontal, the upper lava flows being inclined under angles 10-15° northwards to westwards.

Proximal zone of the formation has in the SW and S part of the stratovolcano a character of a stratovolcanic suite represented mainly by volcanoclastics, composed of redeposited pyroclastics and epiclastic volcanic breccias, in which the degree of reworking and proportion of conglomerates, fine breccias and coarse sandstones and redeposited tuff intercalations increases inwards. The bedding is periclinal under angles ranging between 5 and 15°.

The distal zone of the formation is marginally developed along the SW margin of the stratovolcano - its continuation into the Choňkovce depression, below younger sediments was indicated by geophysics and proven by borehole CHJ-1 (Vass et al., 1984). The epiclastic volcanic conglomerates, sandstones and siltstones, deposited mainly in a fluvial environment, are characteristic rocks of the distal zone.

Lava flows of the Bystrá formation have small to medium thicknesses (20 - 60 m).

Vavrová Formation

This formation is represented by the upper stratovolcanic structural horizon - a product of the so called second stage of volcanic activity that followed a break in volcanic activity and was replaced by erosion of the underlying Bystrá Formation, mainly in central and SE parts of the stratovolcano. In the present day erosional cut the formation makes up the central part of the stratovolcano and encroaches only marginal parts, on tops of ridges. The thickness of the formation is variable, ranging mostly between 100 and 200 m, only in the SE segment of the volcano it is as much as 400 m. The extent of the formation over the slopes of the stratovolcano was controlled by the setting of paleovalleys.

Characteristic rock types of the Vavrová Formation are coarse/porphyric andesites with large augite phenocrysts, as well as products of their fractional deformation - leucocratic and basaltic andesites that belong among the youngest rocks of the formation.

The Vavrová Formation is in the central zone made up of coarse pyroclastics and lava flows which dip periclinally under angles 15-30°, in the proximal zone predominantly by lava flows and fewer beds of redeposited pyroclastics.

The dykes and necks of pyroxenic andesites (Fig. 28) can also be assigned to the Vavrová Formation.

The lava flows make up the bulk of the formation. In the central zone occur thin to medium thick lava flows (10 - 50 m), in the proximal zone occur also thick flows (as much as 50 - 70 m). The leucocratic and basaltic andesites form thinner lava flows.

Complex of central volcanic zone

In the Levková valley head there occurs a suite of propylitized effusive rocks (pyroxenic andesites) that is intruded by a body of diorite porphyry. The youngest members of intrusive activity are dykes of pyroxenic andesites with variable contents of amphibole, which belong, in the majority of cases, to the Diel Formation. The dykes of these andesites occur in the area of central zone at higher positions on the inner slopes, above the Levková valley head. The dykes occur as elongated bodies with the thickness ranging between 5 and 12 m and observed length of 80 - 100 m, scarcely as much as 450 m. In some cases a columnar jointing can be observed, with orientation perpendicular to host rocks.

Diel Formation

The Diel Formation represents the youngest products of stratovolcanic structure and is composed of only relics of amphibolic-pyroxenic andesite lava flows. To the youngest products belong also the dykes of (Phototable VII, Fig. 2) and necks of pyroxenic-amphibolic andesites (Figs. 29, 30).

MORSKÉ OKO STRATOVOLCANO

This stratovolcano is situated in the NE part of the region, NW of Diel stratovolcano, at the intersection of a NW - SE running with a NE - SW running fault systems, the former being also a host for Diel and Popriečný stratovolcanoes and the latter hosting the Vihorlat, Sokolský potok and Kyjov stratovolcanoes.

In the north and east the rocks of Morské oko stratovolcano contact (overlie) the Paleogene rocks and condition an extensive landslide activity. The products of Sokolský potok and Vihorlat stratovolcanoes are overlain by the rocks of the Morské oko stratovolcano. On the SE side, roughly along the Barlahov creek, the Morské oko stratovolcano contacts the Diel stratovolcano. The rocks of both stratovolcanoes are similar, which is why their relationships are difficult to trace, but an analysis of lava flow dips indicates that the Morské oko volcano lava flows at least partly overlap the Diel volcano lava flows and they may even interfinger at greater depths.

The Morské oko stratovolcano is intensively truncated by erosion. A major part of the central zone lies beyond the limits of the region. It is represented by erosionally modelled cauldron-like depression, in which the intrusive suite, affected by alterations, is exposed.

The stratovolcano is eastern and northern side markedly erosionally reduced - the distal zone is missing and the proximal zone is distinctly shortened. The volcano's reduction in this direction is determined by a relative uplift during the course of volcanic activity. Owing to this uplift the stratovolcano was primarily asymmetrical - the majority of products accumulated in its more extensive and subsiding, southern part. This phenomenon is accentuated by erosional truncation that occurred prior to deposition of the Sninský kameň Formation rocks.

The structure of stratovolcano (Kaličiak et al., 1984, Žec et al., 1996) is composed of :

1. *Hámre Formation*, representing a base of the whole volcanic structure - relics of predominantly effusive stratovolcano, fine- to medium-porphyrific andesites.

2. *Sninský kameň Formation*, representing the products of effusive activity, of predominantly medium- to coarse-porphyrific andesites. The disconformity against the underlying Hámre Formation indicates a variable erosional cut prior to its deposition.

3. Complex of *central volcanic zone*, is composed of a set of coincident as well as unconformable intravolcanic intrusions, including the relics of basal structural horizon volcanic rocks affected by widespread propylitization. Coincident intrusions were selectively emplaced between the volcanic suite and pre-volcanic basement.

Radiometric dating indicates that the volcanic activity pulsed since Middle and Upper Sarmatian till Lower Pannonian stage, i.e. 12.4 - 9.4 Ma (Pecskay et al., 1997). The Morské oko stratovolcano is composed predominantly of medium-potassic andesites of subalkaline character (Fig. 25). In the AFM diagram these andesites fall within the Calc-alkaline field.

Hámre Formation

The Hámre Formation stands for "basal structural horizon" of the Morské oko stratovolcano. The thickness of this formation in the northern and eastern parts of the stratovolcano is erosional reduced to attain 100 - 200 m. Owing to NW - SE trending synvolcanic subsidence of the graben the greatest thickness, reaching as much as 1 000 m is in the southern part of the formation, in southern part of stratovolcano as shown in the borehole RH-1 (J. Slávik et al., 1969). The formation is characterized by effusive activity products - medium-porphyrific pyroxenic andesite lava flows. Explosive activity was recorded mainly in the lower, basal part, as a discontinuous bed of redeposited tuffs. Relics of pumice tuffs occur sporadically, but are absent at the base of Hámre Formation. In its overlier, as well as at the base of upper basaltic andesite flows and at the Porubský potok brook valley head the Hámre formation rocks are affected by hydrothermal alterations of various intensity.

The lava flow succession of the Hámre formation is also exposed in the footwall of the Vihorlat stratovolcano. Most lava flows have a character of blocky lavas.

Complex of central volcanic zone

It crops out in a cauldron-like depression on the slopes of Morské oko and in the Okna valley (Phototable VI, Fig. 1). The Central volcanic zone comprises an undivided propylitized/chloritized suite of andesitic porphyries and andesites (shallow intrusive bodies and remnants of effusive rocks), diorites and diorite porphyries (intrusions and apophyses of a deeper seated intrusion), dykes and intrusions of pyroxenic andesites to andesite porphyries, bodies of secondary quartzites, silicification and argillitization zones.

Sninský kameň Formation

This, predominantly effusive formation, makes up almost a continuous, some 100 - 400 m thick ring around the central zone. The formation disconformably overlies moderately to strongly denuded surface of Hámre formation. Maximum thickness as much as 400 m it reaches in the northern part of the stratovolcano, where the Hámre formation was eroded as far as Paleogene basement and was probably combined with tectonic subsidence.

At the base of formation, or between it and lower lying lava flows, respectively, (only scarcely upwards) there occurs a discontinuous horizon, or thin lenses, of redeposited tuffs, or coarse pyroclastics. In the area of central zone - north of Morské oko - the basal parts of the formation are partly affected by propylitization and it is intruded by andesite dykes.

Based on lithological and petrographic studies, fairly extensive and thick lava flows, composed predominantly of coarse-porphyric pyroxenic andesites (Fig. 26) were observed in the lower parts, while relatively thinner lava flows of medium- to fine-porphyric pyroxenic andesites to basaltic andesites occur in the upper part of the formation.

The western, NE - SW running chain is composed of stratovolcanoes Kyjov, Sokolský potok, Vihorlat and Morské oko, which morphologically merge in the area of the latter to form a single volcanic chain. Slightly excentric position occupies the explosive volcano Kamienska, which is overlain by the effusive products of the Kyjov, Sokolský potok and Morské oko stratovolcanoes. Since the lithofacies of individual, defined, western chain andesitic volcanoes at their contacts locally interfinger, their formation was approximately coeval. In contrast to the eastern chain stratovolcanoes, the western chain stratovolcanoes do not contain differentiated rocks, they are closer to each other and have smaller extents. It seems that the mentioned features were influenced by the development of volcanic structures beyond the main graben-like volcanotectonic zone (Kaličiak et al., 1995).

The radiometric dating (Pecskay et al., 1997) has shown that the volcanic activity of these stratovolcanoes pulsated since Upper Sarmatian until Lower Pannonian stage (Tab. 1). As indicates their chemical composition, the andesites (Tabs. 4, 5, 6) belong to medium-potassic type and have a subalkaline character (Figs. 18, 22, 23). In the AFM diagram they show Ca-alkaline trend, but due to high content of Fe they also enter the tholeiitic field.

Most mentioned stratovolcanoes – of both, eastern, and western branches – are characterized, at their bases, by products of explosive activity that sedimented in a fluvial-limnic environment and were later overlain by the products of effusive activity (deposited predominantly in a terrestrial environment).

KYJOV STRATOVOLCANO

Kyjov Formation

The Kyjov stratovolcano (Kyjov Formation) occupies the westernmost position in the chain of Upper Sarmatian polygenetic volcanoes (Žec et al., 1996). Volcanic products at the north-western margin of the Kyjov stratovolcano overlie partly the Mesozoic rocks

(the Humenné Mesozoic), farther away the Inner Carpathian Paleogene rocks and the Badenian and Karpatian sediments. These crop out south of Oreské village. At the south-western, western and north-western margin, in the immediate footwall of the Kyjov volcano rocks, the discontinuous relics of extrusive volcanism of the Vinné suite (Middle Sarmatian) are preserved. Southwards, the continuation of the Kyjov volcanic structure is overlain by sediments of a Neogene basin. At the eastern margin the products of Kyjov volcano intricately contact the products of Sokolský potok volcano, which indicates that their development was more, or less coeval, or synchronous.

The central zone includes an area of exposure of intrusive-extrusive bodies at valley heads on the south-western and southern slope of the Kyjov stratovolcano and relics of a pyroclastic cone, whose material was identified mainly on northern and north-western slopes of the Kyjov hill. Presumed pyroclastic cone is overlapped by a suite of lava flows and disturbed by extrusions. To the central zone suite also belong the lava flows that overlap the pyroclastic cone. The dykes occur at the margins of central zone. The rocks in the area of ascension of intrusive bodies are affected by hydrothermal alterations (the chloritization prevails).

The transitional volcanic zone (proximal zone) comprises much of the volcanic structure in which the lava flows predominate. All these rocks we classify as pyroxenic andesites. On the basis of petrographic analysis and detailed study of changes in the texture of the matrix we define within the Kyjov stratovolcano two development stages (these, however, mutually interleave, thus, their distinction is difficult):

The first development stage characterized by fairly monotonous, medium-porphyric, scarcely also fine-porphyric pyroxenic andesites with microlitic, or micropoikilitic matrix.

The second development stage characterized by fine- to coarse-porphyric pyroxenic andesites with pilotaxitic (scarcely also pilotaxitic-trachytic) texture of the matrix. The rocks belonging to the second stage make up mainly the marginal and higher parts of the stratovolcano, excepting its central part, in which the erosion uncovered the products of the first development stage.

Volcaniclastic rocks of the transitional zone are represented by redeposited pyroclastics and epiclastic breccias (Fig. 20). They crop out mainly at the basal levels of the volcanic suite.

Peripheral volcanic zone is scarcely preserved. Original extent of facies assemblages of the peripheral zone was during postvolcanic denudation removed in the NW and SW directions. Probable continuation of the distal zone southwards and south-eastwards is covered by younger sediments of the Eastern Slovakian Basin.

SOKOLSKÝ POTOK STRATOVOLCANO

Sokolský potok Formation

The Sokolský potok Stratovolcano (Sokolský potok Formation), (Žec et al., 1996) is another member of the volcanic chain. As is the case of Kyjov stratovolcano, its asymmetrical, NW–SE oriented structure comprises more explosive products in the basal part, while the upper horizons are gradually predominated by lava flows. The pyroxenic andesites far prevail over the pyroxenic basaltic andesites.

From the western side it is limited by lithofacial members of Kyjov polygenetic volcano and from east by the Vihorlat. The type of contact with the Vihorlat stratovolcano volcanic products at the eastern margin indicates a relatively younger position of the Vihorlat products during the incipient period, or that the development of both volcanoes was synchronous, with a tendency of the Vihorlat to continue its activity during later stages.

Southwards, the Sokolský potok volcanic structure is covered by the Neogene basin sediments.

In the area of central volcanic zone, situated southward of the Rozdielna triangulation point (784.4 m), and there occur relics of a pyroclastic cone and a swarm of radially oriented andesite dykes. At the Sokolský potok valley head the rock suite is affected by hydrothermal alterations (propylitization and argillitization).

The lava flows in the vicinity of pyroclastic cone are periclinally oriented, and dip under angles 15-25°.

The transitional volcanic zone is made up mainly of lava flows dipping 5-10° away from the central zone. In the southern part of volcanic structure, the lava flows with relatively steep dips of 15-20° continue towards the Neogene basin, where they are overlapped by Neogene sediments.

As in the Kyjov stratovolcano, on the basis of petrographic composition (prevailing textures of the matrix) we distinguish the pyroxenic andesites with microlithic, or microlithic-micropoikilitic texture of the matrix, the pyroxenické andesites with pilotaxitic, or pilotaxitic-micropoikilitic texture of the matrix and sparse pyroxenic andesites (to basaltic andesites?) with pilotaxitic-trachytic texture of the matrix.

The pyroxenic andesites with microlithic, or microlithic-micropoikilitic texture of the matrix occur mainly within the central stratovolcanic zone and, to a lesser extent, within its mantle. Owing to their position in the structure of the stratovolcano we may say that they represent mainly an older stage of its development ("the first development stage"), but they also occur in the middle position (and scarcely also in the upper), together with andesites with pilotaxitic, or pilotaxitic-micropoikilitic texture of the matrix.

The pyroxenic andesites with pilotaxitic, or pilotaxitic-micropoikilitic texture of the matrix make up mainly the mantle of the stratovolcano and represent mostly its younger development stage. ("the second development stage").

Unlike in the Kyjov volcano, no typical development of peripheral volcanic zone was preserved. The only glimpse of peripheral zone development can be observed at the northern margin of the volcano, where the effusive suite overlies the pumice tuffs and epiclastics, which indicate a presence of flat relief with fluvial-limnic sedimentation at the foothill of volcanic slope.

VIHORLAT STRATOVOLCANO

Vihorlat Formation

The Vihorlat Stratovolcano (Vihorlat Formation), (Žec et al., 1996) is characterized by a periclinally arranged of the lava flows around a central protrusion (a ?tholoid) (Fig. 24, Phototable VIII, Fig. 1) located in the area of Vihorlat summit triangulation point (1 075.4 m). The lava flows are composed of pyroxenic andesites. The Vihorlat

“volcanic suite“ is situated on top of the relatively older products of the Morské oko structure. Relative to Sokolský potok stratovolcano, the products of Vihorlat stratovolcano appear as synchronous, or as if they lasted till younger periods. The volcanic structure as a whole is tilted southwards (conformably with general dip of the mountains).

Petrographically, we distinguish subordinate pyroxenic andesites with microlitic, or microlitic-micropoikilitic texture of the matrix, predominant are pyroxenic andesites with pilotaxitic, or pilotaxitic-micropoikilitic texture of the matrix and in substantial amounts occur pyroxenic andesites (to basaltic andesites?) with pilotaxitic-trachytic to trachytic texture of the matrix.

The pyroxenic andesites with microlitic, or microlitic-micropoikilitic texture of the matrix occur subordinately mainly in eastern and northern parts of the stratovolcanic mantle. Considering their position in the structure of stratovolcano we presume that they represent a relatively older stage of its development (“the first development stage“), but they also occur in the middle position (and scarcely also in the upper), together with andesites with pilotaxitic, or pilotaxitic-micropoikilitic texture of the matrix.

The pyroxenic andesites with pilotaxitic, or pilotaxitic-micropoikilitic texture of the matrix make up mainly the mantle of the stratovolcano and represent mostly its younger development stage. (“the so called second development stage“).

The peripheral volcanic zone was not preserved probably due to stronger exposition of the volcanic structure to erosion (a higher altitude).

KAMIENKA VOLCANO

Kamienka Formation

The Kamienka Volcano (Kamienka Formation, Žec et al., 1996), whose relics are exposed in the Kamenica creek valley, is characterized by deposits of autochthonous pyroclastic breccias. They are intersected by a number of dykes and necks of pyroxenic andesite (Figs. 16,17).

QUATERNARY

The Quaternary cover reflects the geological structure of pre-Quaternary basement. The Quaternary sediments (Fig. 34) occur in mountainous parts of the Vihorlatské vrchy Mts. and most of them are made up of Pleistocene and Holocene loamy-stony sediments. The deluvial-fluvial, fluvial, eolian-deluvial and proluvial sediments of Pleistocene age are widespread in the sub-mountainous part of the Vihorlatské and Humenské vrchy Mts. The Quaternary geomorphological and geological processes were responsible for the development of depressions and grabens, filled mainly by thick fluvial and proluvial sediments.

TECTONICS

The heterogeneity of geological structure is largely a result of its position at the junction of important tectonic units that participated in its formation.

The present day structure of the Humenné Mesozoic developed during several tectonic stages. The oldest stage that can be observed is probably associated with the Miocene overthrusting, which is closely related to the overthrusting of the Western carpathian flysch units southwards. During the Miocene thrusting all traces of the Upper Cretaceous north-vergent thrusts were eliminated and a schuppen-like structure of the Humenné Mesozoic developed, with south-vergent, steeply north-east dipping thrust planes with marked clastic deformation and development of duplexes, such as the one west of the Brekov castle hill. It was during this stage that the Humenné Unit split to form four west-north-west striking thrust sheets with identical lithofacial filling throughout the mountains (Jacko in Žec et al., 1996). From north to south there occur the following schuppen: Jasenov, Klakočiny, Kocovo and Hôrka thrust sheets.

Being the largest in the area under study, the *Jasenov thrust sheet* stretches along the northern margin of Humenské vrchy Mts., between the Brekov castle hill and the Nad dolinou locality, east of Porúbka village. All Mesozoic units are represented, but most extensive are the Lower and Middle Cretaceous beds characterized by a presence of isoclinal fault structures whose axial cleavage dips NE (type localities are western crest of the Jasenov castle hill and the Chlm locality). Within the northernmost parts of Jasenov thrust sheet there crops out the youngest Mesozoic formation, the Albian - Cenomanian sandy limestones of the Porúbka Formation, which is transgressively overlain by Paleogene conglomerates of Súľov type (e.g. locality Chlmec - church).

The Klakočiny thrust sheet is a central thrust sheet in the area under study. It stretches from the Klakočiny triangulation point through Krivošťany triangulation point to Skaly. It is made up exclusively of Anisian - Liassic carbonates. Its characteristic feature is a presence of a most massive bed of Gutenstein limestones, which make up the central crest of the Humenné Mts.

Kocovo thrust sheet makes up the southern margin of Humenské vrchy Mts. Its course was recorded between the Brekov quarry as far as the Pod poloň locality north of Oreské village. This thrust sheet is composed predominantly of Anisian - Aptian carbonates. In this schuppe prevail Triassic members, especially Ramsaus dolomites. Younger, Doggerian to Lower Cretaceous sediments crop out in a form of irregular tectonic lenses, which are isoclinally folded the same way as in the Jasenov thrust sheet.

Hôrka thrust sheet is a southernmost schuppe in the Humenné Mesozoic suite, separated in the north from the Humenské vrchy hills by an E - W tož NE - SW running fault system. Since the southern end of the Hôrka thrust sheet tectonically contacts Neogene volcanic rocks of the Vihorlat Mts, the carbonate beds are often disrupted, weathered, squeezed to form lenses and rauhackized along their margins. A typical feature of this thrust sheet is a distinct segmentation along an E - W running faults system. Being obviously a result of the youngest movements of discrete segments the groups of beds locally tilted south-eastwards (Jacko, 1994).

The faults striking ESE and W developed during a younger tectonic stage. The coincident, i.e. WNW - ESE running fault system that dips steeply N, NE, or SE reactivated the bedding planes along which the coincident movements took place. As a

result, the sediments, especially in the northern - Jasenov thrust sheet in the area of Brekova, wedge out. In the marginal, southern parts of the mountain (for example in the Oreské quarry) there runs an E striking fault system, which rotates westwards to strike SE. This dislocation controls the morphostructural horst of the Humenské vrchy Mts., whereby in the SE part of the mountains it separates the Humenské vrchy Mts. Mesozoic rocks from the Neogene volcanic rocks of the Vihorlat Mts..

Transversal, N - S, or NNE - SSW, NNW - SSE running faults dipping W, or E, belong to the youngest fault system, which segments the thrust sheet structure of the Humenné Mesozoic into independent blocks.

The Klippen belt is a complicated megaboudinage structure, a narrow tectonic zone that formed during several stages of Alpine folding. However, its typical klippen style developed as a result of neo-Alpine folding, influenced by a progressive diagonal collision of the inner Western Carpathian block with the north-European platform. The lateral sinistral slip faults also played an important role in its formation.

An analysis of deformations in the Beňatina klippe have shown that at least two deformational phases took place here (P. Kováč in M. Kováč et al. 1995):

-the first deformational phase is represented by formation of fold, the axial planes of which are oriented almost exactly east-west, whereas the stress field is oriented north-south. The formation of these folds may be related to Laramian phase, when the original area of the KB transformed to form a system of fold nappes (Birkenmajer, 1970; Jurewicz, 1994). The structures that developed during this deformational phase were exposed to erosion and subsequently covered by the Jarmuta Formation of Maastrichtian–Middle Paleocene age (Birkenmajer, 1970, 1986).

-the second deformational phase is related to Tertiary, post-Eggenburgian geotectonic development. During Late Oligocene and Early Miocene the paleo-stress field was oriented NNE–SSW, and led to formation and subsequent activity of dextral lateral faults.

As a result of both, stress regimen and ongoing collision of the Inner Carpathians with the external flysch zone, the Klippen belt developed into the present-day shape (Jurewicz, 1994).

Six basic structural schuppen elements can be distinguished in the Klippen belt in the surroundings of Beňatiny and in its adjoining structures. These are from north to south: (1) Inovce schuppe of Strihovce sandstones, (2) Paprtný thrust sheet made up of Proč beds, (3) squeezed-out lentiform strip of Jurassic klippen of Podhorod', (4) Veľký Osojik thrust sheet with Púchov-Jarmuta beds and with transgressive Súľov conglomerates, (5) Púchov-Jarmuta lense of Malý Osojik and (6) Podborol'a syncline of southern Paleogene. These structures are relatively intensively tectonized and folded to form narrow anticlines and synclines. The northern structures (1)–(4) are prevalingly south-vergent and northward dipping, while the southern structures are more or less isometrical. Extraordinary and distinct structures are the squeezed-out lentiform strip of Jurassic klippen.

The Inner Carpathian Paleogene rocks tectonically contact the Neogene sediments and the Lower Miocene formations contact the Middle Miocene formations along a coincident fault system striking NW, also referred to as longitudinal system. Of the younger, transversal, (NE.-SW running) faults only the fault south of Oreské, but mainly the one running along the Laborec valley, both dipping SE, play important roles.

The youngest fault system (running N-S) represents a continuation of distinct faults from the area underlain by Mesozoic rocks of the Humenské vrchy Mts.

The region of occurrence of volcanic rocks in Vihorlatské vrchy Mts. fully corresponds to the tectonic style of the basement. In the morphology of the mentioned basement take an important part the faults systems running NW - SE (Fig. 39). Meanwhile, in the eastern part of the region there predominates a NW striking graben that continues SE to Transcarpathian Ukraine towards Vihorlat-Gutina volcanic range. In the north the graben ends at a system of transversal faults running NE - SW, known as Vrbnica fault system (Bacsó, 1979). This fault system segments the basement into a series of blocks that gradually tilt south-eastwards (Fig. 39).

The Vinné complex extrusive bodies are situated at the margins of Humenné Mesozoic and Klippen belt, their extent being limited by NE - SW running faults through the underlier of undisturbed products of the Kyjov and Sokolský potok stratovolcanoes. This indicates that a stage of fault movements and erosion took place between the formation of Vinné complex (Middle Sarmatian) and of younger stratovolcanoes (Middle ? - Upper Sarmatian to Pannonian). Similarly limited is also the extent of Badenian rhyodacitic tuffs by faults running NW - SE.

Obviously, the Popriečny, Diel and Morské oko stratovolcanoes in the eastern part of the area are situated on a north-eastern marginal fault system of the mentioned graben striking NW, at its intersections with transversal faults.

Synvolcanic subsidence of both, the graben, and the whole southern part of the area, manifests itself in an asymmetry of individual stratovolcanoes, which refers mainly to their extent, thicknesses and dips. The central volcanic zone of the Morské oko stratovolcano is situated at the NW end of the graben-like structure in the contact zone with a distinct volcano-tectonic zone of Vrbnica fault system running NE - SW.

The volcanic centres of Vihorlat, Sokolský potok and Kyjov stratovolcanoes and of the Kamienska volcano, that is the stratovolcanoes of the western branch of Vihorlat Mts., are situated at the intersections of NE - SW running faults of the Vrbnica fault system with the faults running NW - SE (sensu Kaličiak et al., 1995). Mentioned fault systems separate individual partial depressions from horsts with a distinct subsidence towards south and south-east, from NE to SW. They were synsedimentary as regards Badenian and Sarmatian developments. Later their manifestations faded away. These stratovolcanoes are characterized by almost total absence of differentiated rocks, by spatial approximation and by smaller extent. It seems that mentioned features depended on the development of volcanic structures away from the main, graben-like, volcano-tectonic zone.

A part of Neogene tectonic phenomena survived until Quaternary times. Recent morphological character of the area shown on geological map is a repercussion of mainly endo- and exogenic processes, under the conditions of Upper Pliocene to Quaternary tectonic activity.

Distinctly domed Vihorlatské and Humenské vrchy Mts. continue in the piedmont benchlands, structural plain of the Eastern Slovakian flatland and Humenská kotlina depression.

Linear shape of the foothill line and the occurrence of faceted slopes around hills show that the contact between Humenské vrchy Mts. and Eastern Slovakian flatland and Humenská kotlina depression is tectonic. The contact with Vihorlat Mts. runs along a

tectonic fault zone, the activity of which was accompanied by deposition of Upper Pliocene and Lower Pleistocene travertines. The morphological character of the valleys, with a series of springs and formation of calcareous tufa, indicates a Holocene tectonic activity. The region is also active from the point of view of recent movements, as indicated by fairly frequent seismic events.

The Humenské vrchy Mts. are composed of independent blocks [such as Klakočiny (338 m a.s.l.), Krivoštianka (549 m a.s.l.) and Uhliská (486 m a.s.l.)], separated by transversal faults that survived until Quaternary.

The position of Vihorlat Mts. is, in fact, asymmetrical. Northern slopes are short and steep and have sharply carved valleys. In the southern, piedmontane part of the mountains the valleys are more elongated and wider open (Karniš - Kvitkovič, 1970).

Most faults within the foothills encroach deeply into the mountains. Distinctive valleys with fault slopes, reworked by erosion to present day shapes, run along them. Here belong mainly the Okna, Remetský, Porubský, Jasenovský and Trnavský potok creeks. A distinct fault runs along the contact between Vihorlat Mts. and Popriečny Mts., in the Sobranecký potok and Beňatinská voda valleys.

The Holocene calcareous tufas indicate a young tectonic activity. Mentioned faults are bound to activation of older, pre-Quaternary structures.

The Šírava graben, recently represented by the Zemplínska Šírava Lake, is the youngest structure in the southern part of the Vihorlat Mts. foothill (Baňacký, 1987). This structure was formed during Upper Pleistocene and Holocene epochs.

The depressions and fairly broad valley heads with frequent landslides are also bound to young tectonic events in the Vihorlat Mts. Gravitational processes influenced the formation of lakes, such as those in the surroundings of Morské oko. Later, during the post-glacial stages, when the conditions were favourable, some lakes between the Sninský kameň and Montrogon became filled with bog peat (Figs. 40, 41).

At the eastern margin of the Šutova morphostructure, north of the Zemplínska Šírava on a fault that limits this structure, there is a tectonic depression recently filled with waters of the Vinné lake. It is an artificial reservoir, since on historical maps this site is shown as meadows and moorlands. On active faults in the northern part of Vihorlat Mts. were founded distinct valleys, such as Kamenica, Ptava and others.

A REVIEW OF GEOPHYSICAL EXPLORATION

The gravimetric, magnetic, geoelectric and, to some extent, also other geophysical methods were carried out to date in the area of Vihorlatské and Humenské vrchy Mts. Contemporaneously, the physical properties of rocks, making up the structure of the area under study, were measured and statistically processed.

On the basis of density parameters the Neogene sedimentary and volcanoclastic rocks rank among the lightest rocks of the region. Their average natural density ranges between 2,1 and 2,5 g.cm⁻³. The other rocks of the Tertiary suite (solid volcanic bodies) have lower mean natural density (2,6–2,7 g.cm⁻³). Characteristically, the natural density of pre-Tertiary basement rocks, composed of limestones and dolomites, is higher (2,7 g.cm⁻³).

The Tertiary volcanic rocks of andesite composition represent a main source of magnetic field in the area. The oldest volcanic suite is characterized by a normal

magnetization, the younger one by both, normal and reverse and the youngest by a reverse magnetization. The highest values of volume magnetic susceptibility have the andesites. The other volcanic rocks can be characterized as slightly magnetic. The pre-Tertiary basement rocks are practically nonmagnetic.

The geological structures represented by the Morské Oko, Diel, Kyjov a Sokolský potok stratovolcanoes are the most distinct features in the geophysical (gravity and magnetic) fields. Their expressive record in the geophysical fields corresponds with the linear and nonlinear boundaries interpreted using *the Remote Sensing methods*. The geological structure discovered in the surroundings of Vihorlat triangulation point is another distinct feature on the map of geophysical fields.

In the remaining part of the region the geophysical record of the volcanic complex is less distinct. The interpreted gravity anomalies occupy small areas, as do the magnetic rocks, characterized by either positive, or negative polarity, respectively.

It should be noted that in the area under study are the intensities of gravity and magnetic field anomalies directly proportional to the abundance of solid volcanic bodies in the volcanic suite and to the thickness of this suite. There is insufficient information about these parameters for Neogene volcanic rocks. Therefore, the reconstructed thickness of volcanic suite, based on the results of geophysical measurements, should only be seen as preliminary.

The main geological achievement obtained from the realized geophysical works is the reconstruction of the relief of pre-Tertiary basement. The elevation trend of pre-Tertiary basement from NW to SE, which corresponds to the course of the so called Humenné Mesozoic, is the most important structural feature. This elevational feature is segmented by fault systems into partial elevations and depressions.

Also the elevation feature found through drilling (drill hole RH-2) in the surroundings of Morské oko, in the eastern part of the area, we rank among the important structural features of the pre-Tertiary basement. This elevation feature of pre-Tertiary basement probably corresponds with the occurrence nearer to the surface of the Mesozoic, Klippen belt rocks.

In the northern and southern parts the pre-Tertiary basement relief gradually merges below the Tertiary sediments. The maximum thickness of Tertiary assemblage in the northern and southern parts is as much as 2 km.

Anomalous manifestations in sedimentary-volcanic suite

Further geological achievement on account of geophysical works is the interpretation of linear features from geophysical measurements, which probably correspond with the regional geological structure of the region.

HYDROGEOLOGY

The scheme of spatial distribution of permeability and transmissivity of Neogene volcanic rocks in the area under study was inferred from the interpretation of hydrodynamic tests in 86 intervals of 72 (20–350 m deep) hydrogeological boreholes (Jetel, 1995). Observed values of transmissivity in tested sections range between $T =$

$3 \cdot 10^{-5}$ and $3 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ and their geometrical mean is $G(T) = 6,7 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (Tab. 12). The maximum yield from the boreholes reached $Q = 0,1-50 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$; with the median $\text{Md}(Q) = 2,7 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. The average hydraulic conductivity within the tested intervals ranges between $k = 8 \cdot 10^{-7}$ and $4 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ and the geometric mean is $G(k) = 1,4 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (Tab. 12).

The statistical analysis of the relationship between mean permeability and the proportion of andesites in the tested well intervals has shown that higher permeability of andesites and other effusive rocks in comparison with volcanoclastics cannot be unambiguously evidenced especially when comparing predominantly andesite intervals with intervals built up exclusively of volcanoclastics (Fig. 42 - 44, Tab. 10 - 12). The spatial distribution of permeability is controlled also by an exponential decrease of permeability with depth. However, the effect of this dependence may vary from one Neogene volcanic rock suite to another.

The total dissolved solids (T.D.S.) in waters of spring from the Neogene volcanic rocks range from 0.06 to 0.30 $\text{g} \cdot \text{l}^{-1}$ around a median 0.151 $\text{g} \cdot \text{l}^{-1}$. Most common are $\text{C}^{\text{Ca}}_{\text{I}}$ and $\text{C}^{\text{Ca}}_{\text{II}}$ type waters (Tab. 13), the C-Ca-Mg and C-Ca-Na subfacies being most common according to molar classification (Jetel -Pačes, 1979). The concentration of individual components, as well as the T.D.S. in spring waters heavily depends on hydrodynamic conditions (on time spent in the rock environment) (Jetel, 1985c, 1989). The water quality is very good, the slightly increased contents of Fe occur only scarcely. The water from boreholes has higher T.D.S. content (0.14 - 0.49 $\text{g} \cdot \text{l}^{-1}$, a median of 0,250 $\text{g} \cdot \text{l}^{-1}$) and almost always contains the A_1 (Na-HCO₃) component. By far predominate the $\text{C}^{\text{Ca}}_{\text{I}}$ type and C-Ca-Na and C-Na-Ca molar subfacies. The differences in the water circulation conditions and in the climatic characteristics are mirrored in an increase of T.D.S. and in a change of the chemical composition of water from N to S. The quality of water in the boreholes is very good, the slightly increased contents of Fe are scarce.

The yields of springs are mainly small (0.05-0.2 $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$) and only in 8 of them the yield exceeds 5 $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$. The base runoff from the area amounts to some 1 120 $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ (2.60 $\text{l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$). A part of groundwater is lost through concealed discharge to foothill Neogene sediments, which is why the total groundwater runoff is greater (approximately 1 500 $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$, i. e. 3,5 $\text{l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-1}$). Some 300 $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ of groundwater can be supplied in the water main.

GEOLOGICAL FACTORS OF THE ENVIRONMENT

The environmental geofactors can either be of a *geopotential*, or a *geobarrier* nature. The *groundwater resources, the mineral deposits and the areas suitable for municipal waste disposal (MWD)* belong to important regional geopotentials. The groundwater resources, as well as the mineral deposits, are bound mainly to volcanic rocks of the Vihorlatské vrchy Mts. and to the Humenné Mesozoic rocks. On the other hand, the *slope deformations, erosional trenches, neotectonic faults, seismicity and inundations* represent important geobarriers of the region.

The slope deformations together with the erosional trenches represent important geodynamic phenomena, especially in the Vihorlatské vrchy Mts. The differences in their geological structure results in the assymetry of individual types of slope deformations, such as continuous belt of deformations along N, W and E margin of the Vihorlat Mts.,

which strongly contrasts with the absence of deformation in its S part and with the scarcity of deformation in the Popriečny area.

According to classification scheme of slope movements (NEMČOK et al., 1974) the most common types of slope deformations, landslides and block rifts belong to the groups of landslides and creeping.

The slope deformations assigned to landslide group have usually a character of areal, potential and/or stabilized landslides. These make up almost a continuous fringe along N margin of the Vihorlat Mts. volcanic rocks, or occur along its W (Oreské – Trnava pri Laborci), or E margin (Podhorod'). The landslides occupy large areas (as much as several km²) and are medium deep (5–15 m) to deep (15–25 m). In the majority of landslides the rotational-planar slide planes encroach as far as the weathered parts of Paleogene and Neogene basement. The change in the dynamics of landsliding processes at the E margin of volcanic rocks of the Vihorlat Mts. (surroundings of Podhorod'), as well as in the central part of the Morské oko volcano, is indicated by the presence of active and flow-type landslides. One of the best known and enormous flow type landslides impounded the Okna creek to give way to formation of the Morské oko lake.

Occurrence of slow movements e.g. block rifts and separated blocks of volcanic rocks, which belongs to creeping group, is concentrated mainly in the northern and central parts of the Morské oko stratovolcano (N and S of Motrogon and Tri table triangulation points). The block deformations, together with the enormous landslide in the Okna (E and SE S of Motrogon and Tri table triangulation points) and Čierny potok valleys (N and NE of Motrogon triangulation point) represent a unique case of gravitational slope deformations in the Neogene volcanic rocks of Slovakia. The occurrence of block failures of block rifts type was also recorded at the margins of volcanic assemblage, S of Kamenica nad Cirochou, reaching as far as Kamienska, and at the W and S margins of Kyjov stratovolcano.

The occurrence of slope deformations at the southern side of Vihorlat Mts. and in the area of Popriečny Mts. is sporadic. Several areal and flow-type landslides occur at the junction of volcanic and flysch rocks with the Klippen belt rocks at the N margin of Popriečny Mts. (surroundings of Inovce and Beňatina), and at the W margin of this mountain (surroundings of Koromľa, Petrovce and Vyšné Nemecké villages). In the area of Humenské vrchy Mts. in the west the landslides occur only near the Jasenov and in the surroundings of Staré village.

The trench erosion commonly disrupts the landslides surfaces and the trenches are frequently more than 1 km long. They play an important role in the devastation of agricultural and forest soils.

The inundations commonly occur in the Cirocha valley, between Dlhé nad Cirochou and the Laborec river debouchure, in the Laborec valley, between Humenné and Brekov and S of Krivošňany, in the Ptava valley, between Chlmec and Humenné.

As far as the project generation and construction of engineering works is concerned, the seismicity of the area appears as an important geobarrier. In the past the surroundings of Strážske was hit by an earthquake with an intensity of 8° MSK (Atlas SSR, 1980).

A REVIEW OF MINERAL DEPOSITS IN THE REGION

From the mineral occurrences and deposits point of view the region of Vihorlatské and Humenské vrchy Mts. cannot be ranked among important areas of Slovakia, neither in terms of their frequency and variety, not in terms of their use (Fig. 45) The Mesozoic rock suites (limestones and dolomites) and Neogene volcanic rocks of the Vihorlatské vrchy Mts. host the reserves of construction stone (Fig. 45, Tab. 15). The occurrences of metallic ores (polymetallic, mercury ores) and of the industrial, mainly ceramic materials are genetically and structurally bound to the development of Neogene volcanism.

A. Metallic ores

No sizable and/or exploitable deposits of metallic ores occur in the region of Vihorlatské and Humenské vrchy Mts. The geological exploration carried out so far discovered only occurrences and showings of epigenetic base-metal mineralization, represented by a deposit (Remetské Hámre – Morské oko) and of iron ore (Trnava nad Laborcom, Zemplínske Hámre, Remetské Hámre – Barlahov).

B. Industrial minerals

Most widespread and economically perspective are the construction materials, bound either to Mesozoic rock assemblages of the Humenské vrchy Mts., or to volcanic rocks of the Vihorlatské vrchy Mts.

The other types of industrial minerals are also structurally bound to rock assemblages of the Vihorlatské vrchy Mts. The occurrences of secondary quartzite (Sokolský potok, Porubský potok, Remetské Hámre – Morské oko) and of clay minerals (kaolin) near Jovsa are products of hydrothermal activity that took place mainly in the central volcanic zones of andesitic stratovolcanoes and was closely related to intrusive activity. To weathering crusts of andesite volcanoclastic rocks are bound the occurrences of halloysite (Poruba pod Vihorlatom) and to rhyodacitic tuffs the occurrences of ceramic clays (Oreské). The brown coal deposits (lignite) located in the volcanosedimentary formation north of Trnava nad Laborcom are non-economic. The eolian-deluvial loessy sediments are a potential resource for the brick manufacture (Krčava).

EXCURSION LOCALITIES

A large number of excursion localities in the Vihorlatské and Humenské vrchy Mts. region reflects the variability of its geological structure. Our aim is to show examples of some of the Mesozoic, Paleogene, Neogene and Quaternary lithostratigraphic units. To facilitate the choice each locality has a brief description and is marked in the sketch map (Fig. 46). All selected geological sites are accessible from the public roads of Ist and IInd class.

List of Figures 1–46

Fig. 1 The Vihorlatske vrchy Mts. and Humenske vrchy Mts. region as shown on map sheets at a scale 1 : 50 000 (B. Žec, 1996)

Fig. 2 Geomorphological division of the region and of the neighbouring areas (by E. Mazúr and J. Lukniš, 1980)

Fig. 3 Lithostratigraphical column of the Mesozoic rocks of the Humenské vrchy Mts. (S. Jacko Jr, 1996)

Fig. 4 Lithostratigraphical column of the Kysuca sequence of the Klippen belt Mesozoic rocks (Beňatina segment), (M. Potfaj and M. Rakús, 1996)

Fig. 5 Lithostratigraphical column of the Czorsztyn sequence of the Klippen belt Mesozoic rocks (Beňatina segment), (M. Potfaj and M. Rakús, 1996)

Fig. 6 Lithostratigraphical column of the Magura Paleogene (M. Potfaj, 1996)

Fig. 7 Lithostratigraphical column of the Inner-Carpathian Paleogene (M. Potfaj, 1996)

Fig. 8 Schematic geological section through coarse-detritic sequences in the outcrop at the northern border of Kamenica n. Cirochou village (S. Karoli, 1996) 1 – fine-grained conglomerates grading to coarse-grained sandstones, 2 – fine-grained to medium-grained sandstones, 3 – medium-grained sandstones, 4 – fine-sandy siltstones, 5 – fine-grained sandstones, 6 – medium-grained sandstones

Fig. 9 Lithostratigraphical column of the Neogene mollasse sediments (S. Karoli, 1996)

Fig. 10a Lithostratigraphical table of The Neogene volcanic rocks of the Vihorlatské vrchy Mts. (B. Žec, 1996)

Fig. 10b Taxonomic classification of the volcanic rock of Vihorlatské vrchy Mts. (B. Žec, 1996)

a – Vihorlat stratovolcano, b – Popriečny stratovolcano, c – Kyjov stratovolcano, d – Sokolský potok stratovolcano, e – Kamienska volcano, f – Vinné complex, g – Morské oko stratovolcano, h – Diel stratovolcano, i – Beňatinská voda rhyodacitic body

Fig. 11 Internal structure of the Beňatinská voda rhyodacite extrusion (V. Konečný, 1996) a – dark glassy rhyodacite (fluidality 330/90–85°), b – light-coloured autometamorphosed rhyodacite, c – pepperite breccia

Fig. 12 Structure of the Vinné Complex (V. Konečný and B. Žec, 1996)

1 – substratum of the Vinné Complex (mollasse sediments), 2 – massive parts of extrusive bodies with block jointing, 3 – extrusive breccias with lava matrix, 4 – coarse extrusive breccias with clastic matrix, 5 – redeposited volcanoclastics, 6 – lava flows of leucocratic pyroxenic andesites of the Kyjov stratovolcano, 7 – epiclastic volcanic sediments of the Kyjov stratovolcano

Fig. 13 Classifications of volcanic rocks of the Vinné Complex (B. Žec, 1996)

Fig. 14 Classifications of the Kamienska volcano rocks (B. Žec, 1996)

Fig. 15 Schematic section through the distal volcanic zone facies of the Kamienska volcano in Kamenica creek valley (V. Konečný, 1996)

1 – epiclastic breccias – conglomerates, 2 – fine redeposited pyroclastics, 3 – epiclastic siltstones, 4 – epiclastic sandstones

Fig. 16 Schematic structure of an explosive neck (V. Konečný, 1996)

a – brecciated andesite, b – chaotic autoclastic breccia, c – crater breccia

Fig. 17 Sketch showing an intersection of a breccia neck by andesite dyke (V. Konečný, 1996)

a – andesite dyke, b – crater breccia

Fig. 18 Classifications of rock of the Kyjov stratovolcano (B. Žec, 1996)

Fig. 19 Schematic section through epiclastics in the north-western part of the Kyjov stratovolcano, below the triangulation point 382 m (V. Konečný, 1996)

a – epiclastic sandstones with fine-clastic material, b – coarse – block conglomerates, c – sorted epiclastic breccias – conglomerates

Fig. 20 Section through epiclastics in the Maximka area, north-western part of the Kyjov stratovolcano (B. Žec, 1996)

1 – epiclastic conglomerate, 2 – epiclastic breccia, 3 – epiclastic sandstone, 4 – epiclastic breccia (supported by clasts), 5 – epiclastic breccia (supported by matrix), 6 – epiclastic sandstone with pumice intercalations, 7 – epiclastic sandstone with andesites clasts

Fig. 21 Chaotic pyroclastic breccia (V. Konečný, 1996)

Fig. 22 Classifications of the Sokolský potok stratovolcano rocks (B. Žec, 1996)

Fig. 23 Structure of the volcanic cone and of the south-eastern part of the proximal volcanic zone of the stratovolcano Vihorlat (M. Kaličiak and B. Žec, 1996)

1 – central protrusion of augite-hypersthene andesite, 2 – silicification and secondary quartzites, 3 – propylitized andesites and andesite porphyries, 4 – dyke of pyroxene-andesite, 5 – inferred diorite-porphyry intrusion, 6 – lava flows of fine-grained augite-hypersthene andesite, 7 – lava flows of medium-grained augite-hypersthene andesite, 8 – lava flows of fine-grained pyroxene andesite, 9 – lava flows of medium-grained pyroxene andesite, 10 – autochthonous pyroclastics (breccias, conglomerates), 11 – epiclastic breccias, 12 – redeposited pyroclastics, 13 – volcanic products of Sokolský potok stratovolcano, 14 – volcanic products (pyroclastics and lava flows) of Morské oko stratovolcano

Fig. 24 Classifications of the Vihorlat stratovolcano rocks (B. Žec, 1996)

Fig. 25 Classifications of the Morské oko stratovolcano rocks (B. Žec, 1996)

Fig. 26 Relics of a lava flow at the summit area of the Múr hill (V. Konečný, 1996)

a – lava flow basal (autoclastic) breccia, b – tabular jointing parallel to flow bottom (lamination), c – columnar jointing

Fig. 27 Classifications of the Diel stratovolcano rocks (B. Žec, 1996)

Fig. 28 Intrusion of basaltic andesite on the south-western slope of the Diel stratovolcano (V. Konečný, 1996)

A – section: 1 – basaltic andesite intrusion, 2 – lava flows of pyroxene andesite, 3 – epiclastic breccia

B – scheme: 1 – basaltic andesite intrusion, 2 – strike and dip of fluidality and jointing

Fig. 29 Outline of a pyroxene andesite dyke with marked columnar jointing perpendicular to the strike of the dyke (V. Konečný, 1996)

Fig. 30 Andesite necks north of the Podhorod' village (V. Konečný, 1996)

1 – neck (A, D – scheme, B, C – section), 2 – pyroclastic breccia, 3 – volcanic products (lava flows and epiclastics) of Diel stratovolcano, 4 – volcanic products (pyroclastics) of Diel stratovolcano, 5 – volcanic products (generally) of Diel stratovolcano, 6 – Proč Formation (Magura Paleogene), 7 – Strihovce Formation (Magura Paleogene), 8 – fault zone

Fig. 31 Classifications of the Popriečny stratovolcano rocks (B. Žec, 1996)

Fig. 32 Autochthonous pyroclastic rocks of the Popriečny volcanic cone (B. Žec, 1996)

1 – agglomerates, 2 – volcanic breccias to agglomerates, 3 – lapilli-pumice deposits, 4 – lapilli deposits

Fig. 33 Lava flow structures of the Petrovce Formation (V. Konečný, 1996)

1 – lower lava flow (brecciated in the upper part), 2 – upper lava flow (with stream-bed-like fluidity planes), 3 – axis of a communication channel

Fig. 34 Litostratigraphical column of Quaternary deposits (V. Baňacký, 1996)

Fig. 35 Deluvial deposits overlying the Zbudza terrace (V. Baňacký, 1996)

Fig. 36 Distribution of peat bog north of the Motrogon hill (V. Baňacký, 1996)

Fig. 37 Pollen spectra representing an initial stage of peat formation at the locality Hypkaňa during the pre-boreal period of the postglacial stage (V. Baňacký, 1996)

Fig. 38 Age assignment of peats in the Vihorlatské vrchy Mts. region (V. Baňacký, 1996)

Fig. 39 Structural scheme of the Vihorlatské vrchy Mts. basement

(M. Kaličiak and B. Žec, 1996 according to Leško and Slávik, 1969 and Kaličiak et al., 1995)

1 – significant elevation points, 2 – selected towns and villages, 3 – boundary of volcanic rocks, 4 – strike of dip of fault, 5 – course of Klippen belt, 6 – course of Humenné Mesozoic rocks, 7 – significant longitudinal fault systems, 8 – significant transverse fault systems

Faults of longitudinal fault system: 1 – Krivoš'any–Sejkov, 2 – Humenné–Sobrance, 3 – Horňany, 4 – Choňkov; *Faults of transverse fault system:* a – Oreské, b – Tarnov, c – Klokočov, d – Michalovce–Jovsa, e – Remety, f – Kúpeľ, g – Choňkov, h – Monšeliče, i – Koromľany

Fig. 40 Neotectonic structural features in the southern part of the Podvihorlat piedmont (V. Baňacký, 1997)

Fig. 41 Scheme of horsts and grabens in the Podvihorlat piedmont (V. Baňacký, 1997)

Fig. 42 Histograms of transmissivity index Y and permeability index Z in the volcanics of the Vihorlatské vrchy Mts. (J. Jetel, 1996)

Fig. 43 Confidence intervals of arithmetic means M (Y) and M (Z) in the volcanics of the Vihorlatské vrchy Mts. (J. Jetel, 1996)

Fig. 44 Distribution of permeability index Z in the tested intervals of the volcanics in the Vihorlatské vrchy Mts. (J. Jetel, 1996)

Fig. 45 Distribution of mineral deposits in the region Vihorlatské vrchy and Humenské vrchy Mts. (B. Žec, 1996)

Fig. 46 Outline of excursion localities in the region Vihorlatské vrchy and Humenské vrchy Mts. (B. Žec, 1996)

List of tables 1–15

Tab. 1 Summary results of radiometric dating of volcanic rocks of the Vihorlatské vrchy Mts. (B. Žec, 1996)

Tab. 2 Selected analyses of the Vinné Complex rocks (B. Žec, 1996)

Tab. 3 Selected analyses of the Kamienska volcano rocks (B. Žec, 1996)

Tab. 4 Selected analyses of the Kyjov stratovolcano rocks (B. Žec, 1996)

Tab. 5 Selected analyses of the Sokolský potok stratovolcano rocks (B. Žec, 1996)

Tab. 6 Selected analyses of the Vihorlat stratovolcano rocks (B. Žec, 1996)

Tab. 7 Selected analyses of the Morské oko stratovolcano rocks (B. Žec, 1996)

Tab. 8 Selected analyses of the Diel stratovolcano rocks (B. Žec, 1996)

Tab. 9 Selected analyses of the Popriečny stratovolcano rocks (B. Žec, 1996)

Tab. 10 Distribution characteristics of the Y and Z values in the subpopulations A, B and C (J. Jetel, 1996)

Tab. 11 Distributions characteristics of the Y and Z values in 4 subpopulations specified by the proportion of andesites in the tested intervals (J. Jetel, 1996)

Tab. 12 The estimates of geometric mean G (T) of transmissivities T and G (k) of hydraulic conductivities k (J. Jetel, 1996)

Tab. 13 Dependence of the frequency of particular hydrochemical types on the total dissolved solids content (J. Jetel, 1996)

Tab. 14 Differentiation of the occurrences of particular molar facies and subfacies in dependence on the total dissolved solids content (J. Jetel, 1996)

Tab. 15 Technological properties of construction stone deposits in the region Vihorlatské vrchy and Humenské vrchy Mts. (M. Kaličiak, 1996)

Phototables I–VIII

Phototable I

Fig. 1 Section through an aptychus; Middle Berriassian; sample No. 161; magn. 30x

Fig. 2 Biomicrite, or biopelmicrite (*Globuligerina*, or *Globuligerina*-peloid wackestone); Bathonian–Oxfordian; sample 169; magn. 80x

Fig. 3 *Calpionella alpina* LORENZ; Middle Berriassian; *Calpionella* zone, *Elliptica* sub-zone; sample 161; magn.

Fig. 4 *Tintinnopsella carphatica* (MURGEANU et FILIPESCU); Middle Berriassian; *Calpionella* zone, *Elliptica* subzone; sample 161; magn.

Fig. 5 *Crassicollaria parvula* REMANE (lower part of the figure), *Crassicollaria* sp.; Late Tithonian; *Crassicollaria* zone, *Intermedia* subzone; sample 142; magn. 250x

Fig. 6 *Globuligerina* sp.; Bathonian - Oxfordian; sample 169; magn. 293x

Photo: D. Boorová

Phototable II

Fig. 1 A fragment of *Lithotamnia*; Paleogene (Eocene–Middle Oligocene); sample 159; magn. 75x

Fig. 2 Section through a crinoid columnal (centre of Fig.); optically conformable matrix calcite as perimetrical overgrowths; Lias; sample 160; magn. 72x

Fig. 3 Sponge-radiolarian microfacies; ?Dogger–Malm; sample 148; magn. 55x

Fig. 4 Dolomitized limestone; Triassic; sample 140; magn. 50x

Photo: D. Boorová

Phototable III

Fig. 1 *Ticinella* sp.; Late Aptian–Early Albian; sample 145; magn. 280x

Fig. 2 *Planomalina (Globigerinelloides)* sp.; Late Aptian–Early Albian; sample 145; magn. 260x

Fig. 3 *Fronicularia woodwardi* HOWCHIN; Carnian–Rhaetian; sample 157; magn. 245x

Fig. 4 *Nummulites* sp.; Paleogene (Eocene–Middle Oligocene); sample 159; magn. 73x

Photo: D. Boorová

Phototable IV

Fig. 1, 2 *Orbulina suturalis* BROENN., sp. Early Badenian; drill hole Borol'a-2, depth 165 m

Fig. 3 *Globigernoides trilobus* (RSS.), Early Badenian; drill hole Borol'a-2, depth 165 m + *Lenticulina cultrata* (MONTF.); Early Badenian; drill hole Borol'a-2, depth 165 m

Fig. 5 *Globigerina* ex gr., *Praebulloides blow*; Eggenburgian; drill hole MCV-1, depth 16.5 m

Fig. 6 *Nonion commune* (ORB.); Eggenburgian; drill hole MCV-1, depth 16.5 m

Fig. 7 *Oridorsalis umbonatus* (REUSS); Eggenburgian; drill hole MCV-1, depth 16.5 m

Fig. 8 *Globigerineia obesa* (BOLLI); Eggenburgian; drill hole MCV-1, depth 16.5 m

Photo: J. Stankovič

Phototable V

Fig. 1 A quarry near Oreské, dolomity with black graphite intercalations. Photo: S. Jacko

Fig. 2 Beňatina quarry – crinoid limestones (Smolegova and Krupianka Formations), nodular Czorsztyn limestones on the right, red claystones in the background. Photo: M. Potfaj

Fig. 3 A view of Beňatina klippe – the quarry. An eastward view from the Paprtný hill. The volcanic rocks of the Vihorlatské vrchy Mts. (Popriečný stratovolcano) are shown in the background. Photo: M. Potfaj

Fig. 4 Central zone of the Morské oko stratovolcano. A southern to south-eastern view from the Sninský kameň triangulation point. Photo: B. Žec

Phototable VI

Fig. 1 Central zone of the Morské oko stratovolcano. A view of Veža extrusive body (in the middle of figure). Photo: B. Žec

Fig. 2 Blocky-tabular jointing in the andesite lava flows, Hámre Formation of the Morské oko stratovolcano, the Kamenica potok valley. Photo: B. Žec

Fig. 3 A dyke of hornblende-pyroxene andesite. Diel Stratovolcano, Bystrá potok valley. Photo: B. Žec

Fig. 4 Sharp contact of autochthonous pyroclastic rocks with the redeposited pyroclastics in the Bystrá potok valley, Diel stratovolcano. Photo: B. Žec

Phototable VII

Fig. 1 Central protrusion of the Vihorlat stratovolcano. A view southward of Valaškovce. Photo: B. Žec

Fig. 2 Vihorlat stratovolcano – apical part of protrusion. Photo: B. Žec

Fig. 3 Irregular blocky jointing in the pyroxenic andesite extrusive body, the Bystrá potok valley, Diel stratovolcano. Photo: B. Žec

Fig. 4 Gravitational Quaternary sediments – block-fields in the Kamenica potok valley. Photo: B. Žec

Phototable VIII

Fig. 1 The Vinné castle extrusive body, the Vinné suite. Photo: J. Lexa

Fig. 2 Irregular blocky jointing in the Veľký Senderov extrusive body, Vinné suite. Photo: J. Lexa

Vysvetlivky k fototabul'kám I–VIII

Fototabul'ka I

Obr. 1 Prierez aptychom; stredný berias; vz. č. 161; zv. 30x

Obr. 2 Biomikrit, resp. biopelmikrit (globuligerínový, resp. globuligerínovo-peloidný wackestone); bat – oxford; vz. č. 169; zv. 80x

Obr. 3 *Calpionella alpina* LORENZ; stredný berias; zóna *Calpionella*, podzóna *Elliptica*; vz. č. 161; zv.

Obr. 4 *Tintinnopsella carphatica* (MURGEANU et FILIPESCU); stredný berias; zóna *Calpionella*, podzóna *Elliptica*; vz. č. 161; zv.

Obr. 5 *Crassicollaria parvula* REMANE (dolná časť obrázka), *Crassicollaria* sp.; vrchný titón; zóna *Crassicollaria*, podzóna *Intermedia*; vz. č. 142; zv. 250x

Obr. 6 *Globuligerina* sp.; bat – oxford; vz. č. 169; zv. 293x

Foto: D. Boorová

Fototabul'ka II

Obr. 1 Úlomok litotamia; paleogén (eocén – stredný oligocén); vz. č. 159; zv. 75x

Obr. 2 Prierez kolumnáliom krinoidea (stred obrázka); po obvode opticky zhodne dorastený kalcit tmelu; lias; vz. č. 160; zv. 72x

Obr. 3 Spongio-rádioláriová mikrofácia; ?doger–malm; vz. č. 148; zv. 55x

Obr. 4 Dolomitizovaný vápenec; trias; vz. č. 140; zv. 50x

Foto: D. Boorová

Fototabul'ka III

Obr. 1 *Ticinella* sp.; vrchný apt – spodný alb; vz. č. 145; zv. 280x

Obr. 2 *Planomalina* (*Globigerinelloides*) sp.; vrchný apt – spodný alb; vz. č. 145; zv. 260x

Obr. 3 *Frondicularia woodwardi* HOWCHIN; karn – réť; vz. č. 157; zv. 245x

Obr. 4 *Nummulites* sp.; paleogén (eocén – stredný oligocén); vz. č. 159; zv. 73x

Foto: D. Boorová

Fototabul'ka IV

Obr. 1, 2 *Orbulina suturalis* BROENN., spodný bádén; vrt Boroľa-2, hĺbka 165 m

Obr. 3 *Globigernoides trilobus* (RSS.), spodný bádén; vrt Boroľa-2, hĺbka 165 m

Obr. 4 *Lenticulina cultrata* (MONTF.); spodný bádén; vrt Boroľa-2, hĺbka 165 m

Obr. 5 *Globigerina* ex gr., *Praebulloides blow*; egenburg; vrt MCV-1, hĺbka 16,5 m

Obr. 6 *Nonion commune* (ORB.); egenburg; vrt MCV-1, hĺbka 16,5 m

Obr. 7 *Oridorsalis umbonatus* (REUSS); egenburg; vrt MCV-1, hĺbka 16,5 m

Obr. 8 *Globigerineiia obesa* (BOLLI); egenburg; vrt MCV-1, hĺbka 16,5 m

Foto: J. Stankovič

Fototabuľka V

Obr. 1 Lom pri Oreskom – ramsauské dolomity s polohami čierneho grafitu.

Foto: S. Jacko

Obr. 2 Beňatinský lom – krinoidové vápence (súvrstvie Smolegovej a Krupianky), vpravo hľuznaté čorštýnske vápence, v pozadí vystupujú červené ílovce. Foto: M. Potfaj

Obr. 3 Pohľad na beňatinské bradlo – lom. Pohľad od vrchu Paprtný smerom na východ. V pozadí vystupujú vulkanity Vihorlatských vrchov (stratovulkán Popriečny). Foto: M. Potfaj

Obr. 4 Centrálna zóna stratovulkánu Morské oko. Pohľad z kóty Sninský kameň smerom na juh až juhovýchod. Foto: B. Žec

Fototabuľka VI

Obr. 1 Centrálna zóna stratovulkánu Morské oko. Pohľad na extruzívne teleso Veža (v strede obrázka). Foto: B. Žec

Obr. 2 Blokovito-doskovitá odlučnosť andezitu lávových prúdov formácie Hámre stratovulkánu Morské oko v doline potoka Kamenica. Foto: B. Žec

Obr. 3 Dajka amfibolicko-pyroxenického andezitu. Stratovulkán Diel, dolina potoka Bystrá. Foto: B. Žec

Obr. 4 Ostrý kontakt autochtónnych pyroklastík s redeponovanými pyroklastikami v doline potoka Bystrá, stratovulkán Diel. Foto: B. Žec

Fototabuľka VII

Obr. 1 Centrálna protrúzia stratovulkánu Vihorlat. Pohľad zo severu na juh od Valaškoviec. Foto: B. Žec

Obr. 2 Stratovulkán Vihorlat – vrcholová časť protrúzie. Foto: B. Žec

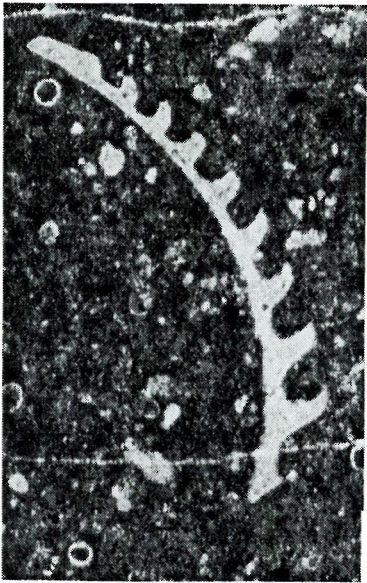
Obr. 3 Nepravidelne blokovitá odlučnosť extruzívneho telesa pyroxenického andezitu v doline potoka Bystrá, stratovulkán Diel. Foto: B. Žec

Obr. 4 Gravitačné kvartérne sedimenty – blokoviská v doline potoka Kamenica. Foto: B. Žec

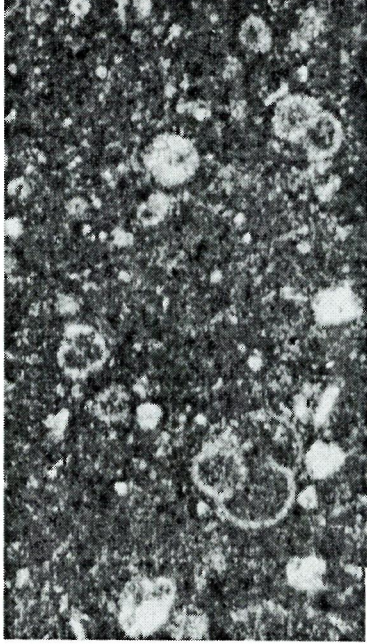
Fototabuľka VIII

Obr. 1 Extruzívne teleso Vinianskeho hradu komplexu Vinné. Foto: J. Lexa

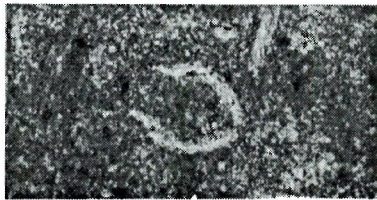
Obr. 2 Nepravidelne blokovitá odlučnosť extruzívneho telesa Veľký Senderov komplexu Vinné. Foto: J. Lexa



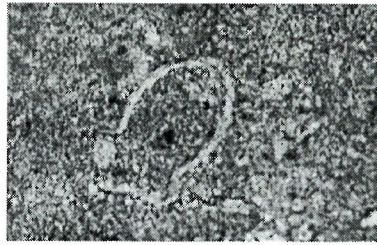
Obr. 1



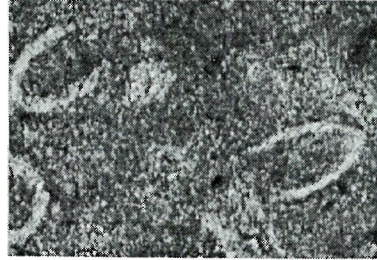
Obr. 2



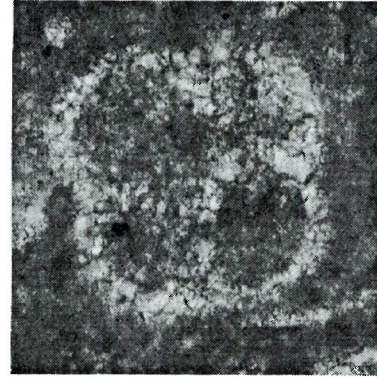
Obr. 3



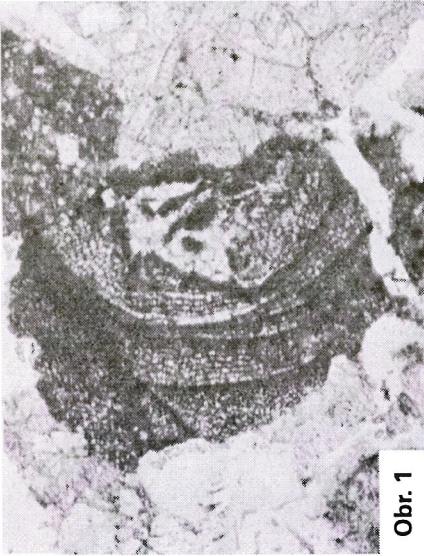
Obr. 4



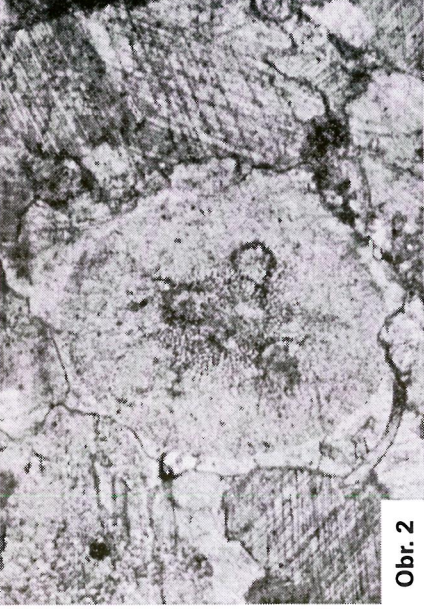
Obr. 5



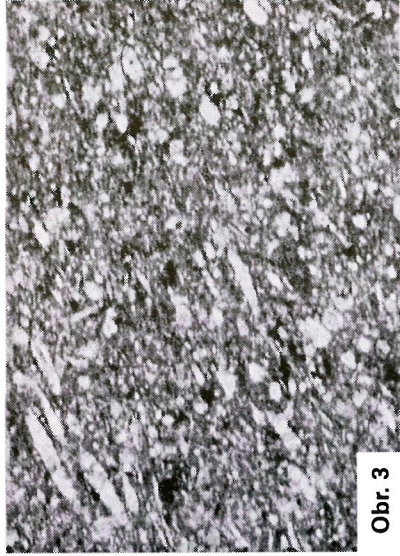
Obr. 6



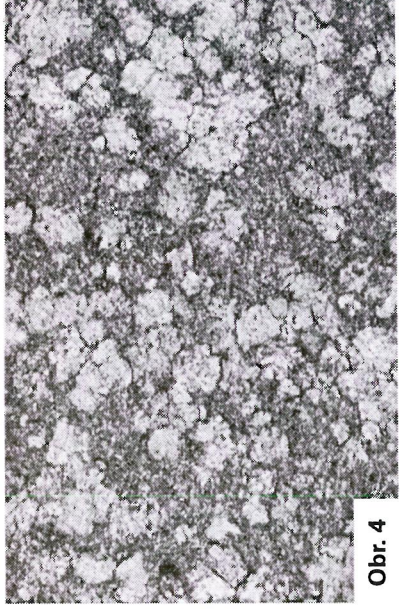
Obr. 1



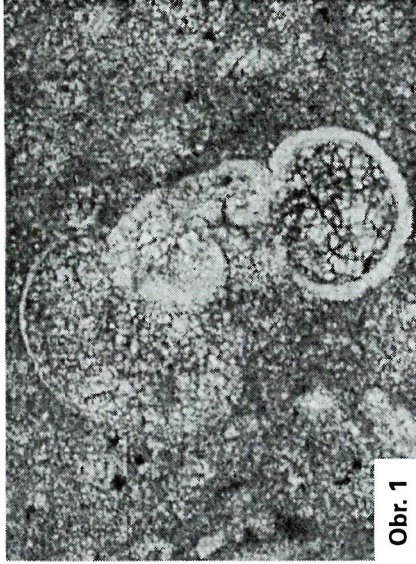
Obr. 2



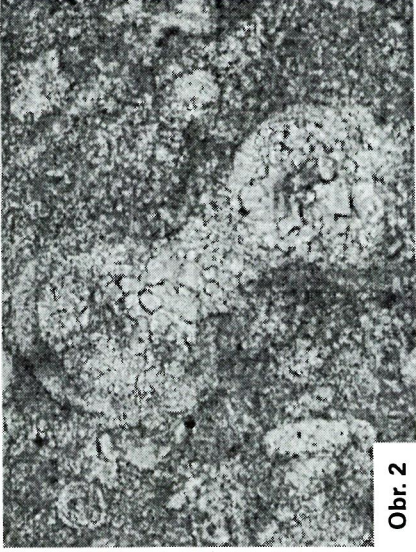
Obr. 3



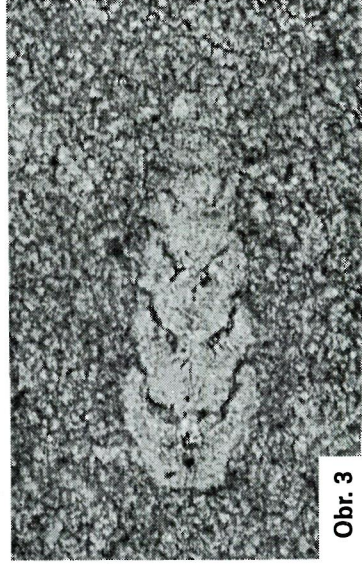
Obr. 4



Obr. 1



Obr. 2

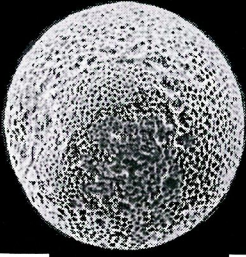


Obr. 3



Obr. 4

100µm



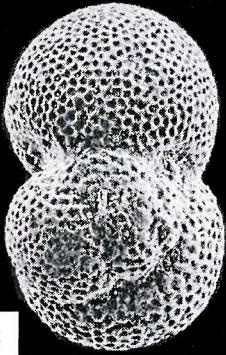
1

2



10µm

100µm



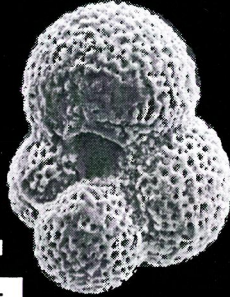
3

100µm



4

10µm



5

10µm



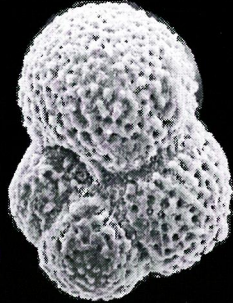
6

100µm



7

10µm

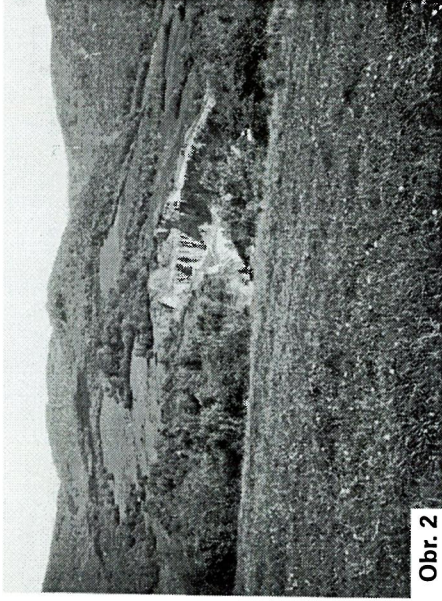


8

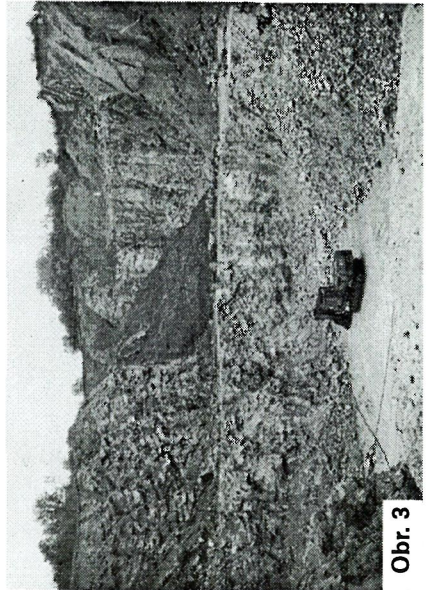
FOTOTAB. IV



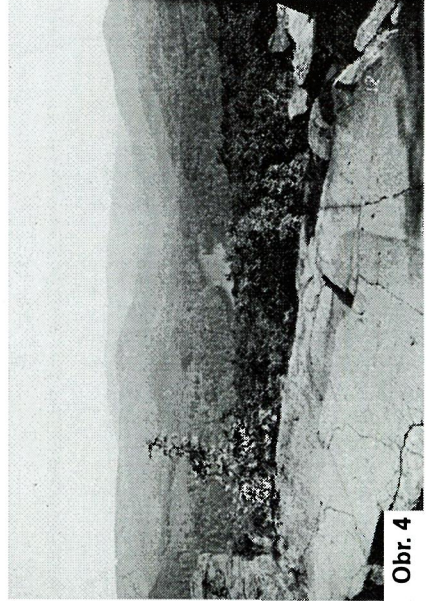
Obr. 1



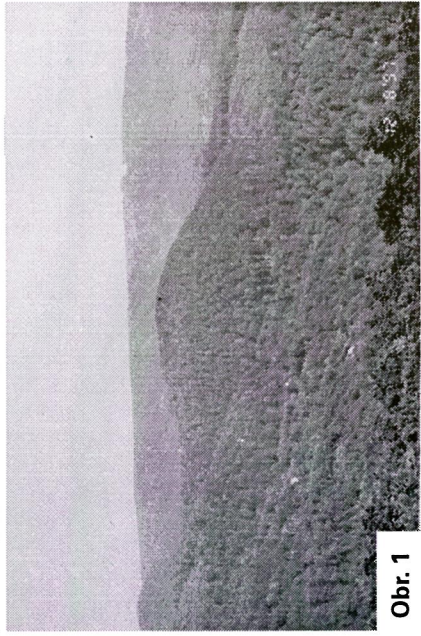
Obr. 2



Obr. 3



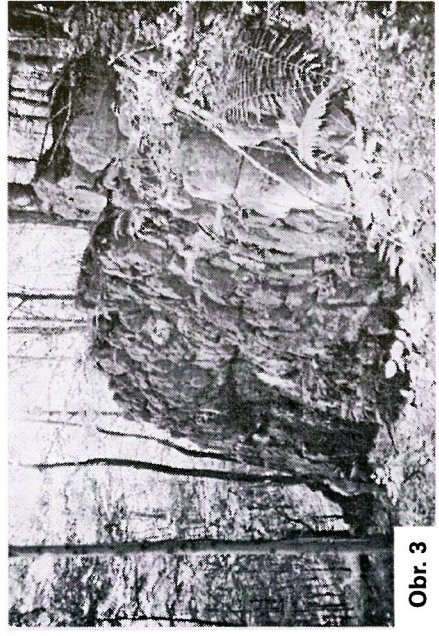
Obr. 4



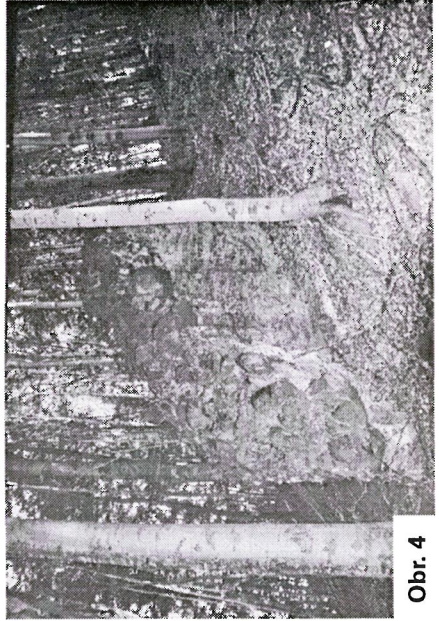
Obr. 1



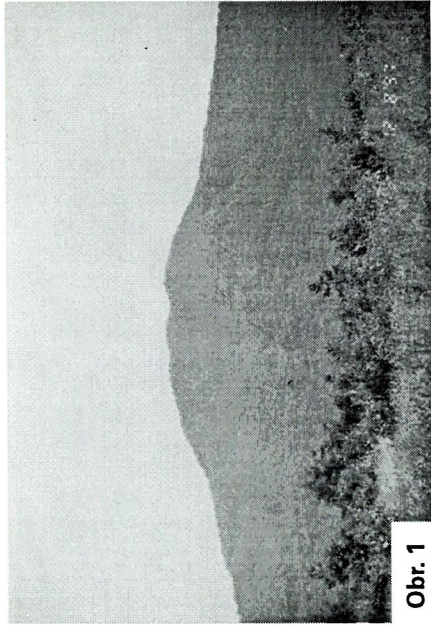
Obr. 2



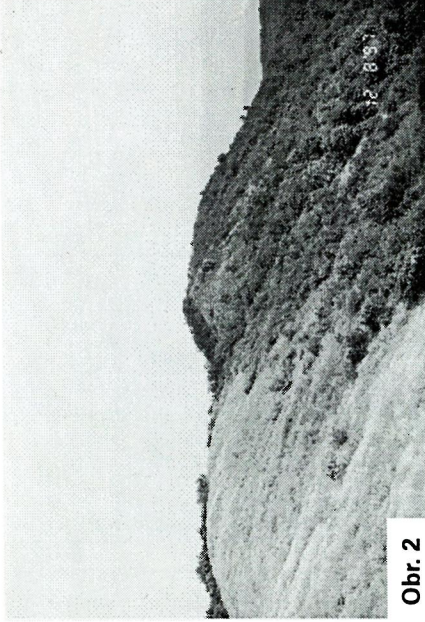
Obr. 3



Obr. 4



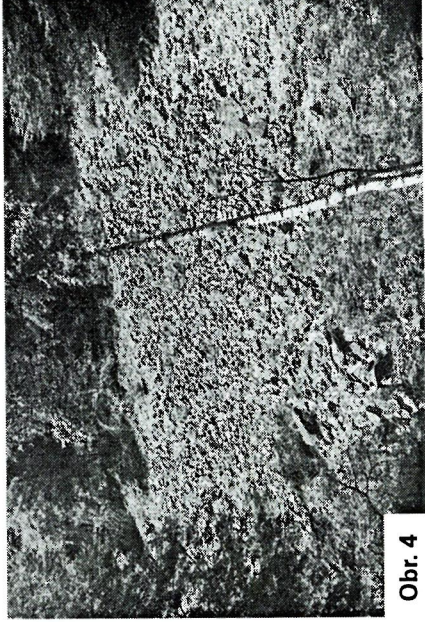
Obr. 1



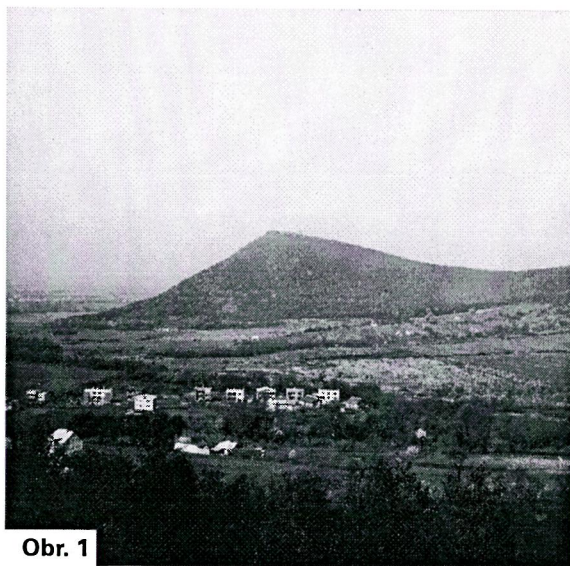
Obr. 2



Obr. 3



Obr. 4



Obr. 1



Obr. 2



**VYSVETLIVKY KU GEOLOGICKEJ MAPE VIHORLATSKÝCH
A HUMENSKÝCH VRCHOV**

Geologická služba SR, Vydavateľstvo Dionýza Štúra, Bratislava 1997

Vedúca redakcie: Ing. Janka Hrtusová
Korigovala: Mgr. Viera Gardošová
Technická redaktorka: Gabriela Šipošová
Digitálne spracovanie obrázkov: Ing. Branislav Žec

Náklad: 450 kusov. Tlač a knižárske spracovanie: Crolit Nové Zámky

ISBN 80-85314-70-3

ISBN 80-85314-70-3