VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE
POĽANY

1 : 50 000

Zostavil: Ladislav DUBLAN

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.

Vladimír BEZÁK, Anton BIELY, Alfonz BUJNOVSKÝ, Rudolf HALOUZKA, Ľubomír HRAŠKO, Monika KÖHLEROVÁ, Daniel MARCIN, Dušan ONAČILA, Svetozár SCHERER, Anna VOZÁROVÁ, Jozef. VOZÁR, Eva ŽÁKOVÁ

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE

POĽANY

1 : 50 000

Zostavil: Ladislav Dublan

GEOLOGICKÁ SLUŽBA SLOVENSKEJ REPUBLIKY
VYDAVATEĽSTVO DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1997

© Geologická služba Slovenskej republiky, Vydavateľstvo Dionýza Štúra, Bratislava 1997

ISBN 80-85314-76-2

OBSAH

Abstrakt 7
ÚVOD (L. Dublan) 9
Geografická a morfologická charakteristika územia (L. Dublan) 10
Regionálny geologický prehľad (L. Dublan) 13
Prehľad geologických výskumov a prác (L. Dublan) 14
OPIS GEOLOGICKEJ STAVBY (L. Dublan, R. Halouzka, J. Vozár, V. Bezák, A. Bujnovský a A. Biely) 20
CHARAKTERISTIKA VYČLENENÝCH GEOLOGICKÝCH JEDNOTIEK 26
Proterozoikum?–paleozoikum (V. Bezák a J. Hraško) 26
Spodný – vrchný perm (J. Vozár a A. Vozárová) 35
Brusnianske súvrstvie – spodný – vrchný perm 35
Predajnianske súvrstvie – vrchný perm 39
Mezozoikum (A. Biely a A. Bujnovský) 41
Veporikum 45
Hronikum 49
Silicikum 51
Neogén 53
Spodný báden? (L. Dublan) 53
Kordícke súvrstvie 53
Spodný báden (stredná časť) (L. Dublan) 55
Formácia Rohy 55
Spodný sarmat (spodná časť) (L. Dublan) 72
Formácia Šútovka 72
Formácia Šútovka – člen Lvoze 73
Formácia Šútovka – člen Kurienec 76
Spodný sarmat (vrchná časť) (L. Dublan) 81
Formácia Strelníky 81
Formácia Strelníky – člen Bečov 82
Formácia Strelníky – člen Bobrovo 91
Spodný – stredný sarmat (rozhranie) (L. Dublan) 96
Formácia Abčina 96
Formácia Abčina – člen Hučava 97

Formácia Abčina – člen Sebedín 105
Stredný sarmat (spodná časť) (L. Dublan) 106
Formácia Veľká Detva 106
Formácia Veľká Detva – člen Kopa 108
Formácia Veľká Detva – člen Šafraníčka 111
Vrchný sarmat 117
Sedimenty vrchného sarmatu 117
Pliocén (R. Halouzka) 118
Kvartér (R. Halouzka) 123
CHARAKTERISTIKA TEKTONICKÝCH POMEROV
(L. Dublan, V. Bezák, J. Vozár, A. Bujnovský a R. Halouzka) 145
ZHODNOTENIE GEOFYZIKÁLNYCH ÚDAJOV 153
GEOFYZIKÁLNA PRESKÚMANOSŤ (M. Köhlerová) 153
GEOFYZIKÁLNA CHARAKTERISTIKA (L. Dublan) 156
GEOLOGICKÝ A TEKTONICKÝ VÝVOJ ÚZEMIA (L. Dublan) 165
HYDROGEOLOGICKÉ POMERY (S. Scherer a D. Marcin) 181
PREHĽAD LOŽÍSK NERASTOV REGIÓNU (D. Onačila
a E. Žáková) 192
CHARAKTERISTIKA GEOFAKTOROV ŽIVOTNÉHO
PROSTREDIA (L. Dublan) 198
VÝZNAMNÉ GEOLOGICKÉ LOKALITY (L. Dublan) 203
ZÁVER 206
LITERATÚRA 208
RESUMÉ 223
PETROCHEMICKÁ CHARAKTERISTIKA VULKANICKÝCH
HORNÍN POLYGÉNNEHO STRATOVULKÁNU POĽANA (L. Dublan) 228

ABSTRACT

Two thirds of the area shown on the geological map are made up of Badenian – Sarmatian formations that developed as part of the Miocene volcanic activity in Central Slovakia.

Most pre-Tertiary (pre-volcanic) units exposed in the eastern and northern parts of the region are composed of crystalline rocks and of their Permian – Mesozoic envelopes. In the north the crystalline rocks are represented mainly by variously diaphthorized orthogneisses, para-gneisses and amphibolites. Phyllitic rocks predominate in its middle part while granitoids and their metamorphosed envelope remnants in its southern part.

The Late Paleozoic part of the envelope of the Northern Veporic crystalline rocks is represented by the Permian rocks of the Ľubietová Group, which are composed of two lithostratigraphical units – the Brusno and the Predajná Formations, the former (of Early to Late Permian age) overlying discomformably the Ľubietová belt crystalline rocks and the latter (Late Permian) implicitly discomformably overlying the older units.

The Mesozoic part of the envelope is represented by Scythian to Neocomian rocks. At their base are quartzites of the Lúžna Formation and the Werfenian beds overlain by Anisian to Neocomian carbonate rocks. Described Mesozoic rocks are considered to be a part of the Krížna nappe root zone.

Other pre-Tertiary tectonic units occur in the NW parts of the area shown on the map. These include allochthonous Hronicum units, correlable with the Choč nappe rocks and the Silicicum units, referred to in this area as the Drienok nappe rocks.

Badenian – Sarmatian volcanic rocks are represented by relics of two stratovolcanoes – the Poľana and the Javorie stratovolcanoes.

Situated in the hub of Slovakia, the Poľana stratovolcano is our most remarkable volcanic feature. Its concentric structure is also well visible on the satellite images

Apart from its geomorphological beauty this volcano is noted for its lithogenetic variability, formation of several calderas and for a geophysical peculiarity of being composed of a nonmagnetic core measuring some 5 km across, which is surrounded by a ring of higly magnetic lava flows.

Poľana is a complex, polygenetic stratovolcano composed of three basic structures:

1. The lower structure, represented by a relic primary stratovolcano named Šútovka (Šútovka Formation) that formed as a whole during the pre-caldera volcanic stage. Once the development of the Šútovka volcano was about to end (13.32 Ma) a volcano-tectonic depression, probably of caldera type (Šútovky caldera), started to open, into which most of the volcano subsided.

2. The middle structure was formed after a break in volcanic activity that lasted some 0.2 – 0.3 Ma. It is represented by the Strelníky Formation composed of rhyodacitic tuffs of areal extent and of a small, younger, buried Bobrovo caldera (of Cracatoa type), filled with rhyodacitic freatomagmatic and freatic tuffs, explosive breccias, volcanic domes, flows and other features of the caldera stage.

3. The upper structure made up of the Veľká detva stratovolcano (Abčina and Kopa Formations) represents the post-caldera stage.

The results of mapping have shown that most eruptions are bound to an identical central volcanic zone situated in the Kyslinky erosional caldera. Therefore, we envisage the above three structural units as parts of a single polygenetic Poľana stratovolcano whose development spanned the time between 13.58 and 12.35 Ma, i.e. between Lower and Middle Sarmatian stages. The volcanic centre was situated at the boundary between the Krakľová and Kráľova hoľa zones of the Veporicum Unit.

The Javorie stratovolcano, a small part of which is shown on the southern flank of the map, has only relics of original structure exposed. It is represented by pyroclastic rocks, epiclastics, lava flows and volcanic domes composed predominantly of pyroxene-hornblende andesites ± biotite. Preserved part shown on the map was formed during Lower Badenian stage, approximately 16.37 – 15.76 Ma ago.

Mainly in the area of Javorie, Vígľaš and Polianky volcano-tectonic depressions the volcanism was accompanied by hydrothermal alterations of rocks.

In the NW part of the area mapped and in the footwall of the Šútovka Formation there occur relics of Lower Badenian polymict gravels with sandy and clayey intercalations of the Kordíky Formation.

Post-volcanic Upper Sarmatian sediments occur in the surroundings of Dúbravica, where they associate with diatomite and lignite.

Most younger Pontian? – Dacian? sediments are represented by sandy clays with gravel intercalations.

The Upper Pliocene stage, represented by the Hron gravel formation, is preserved as a sandy-gravely formation with clayey intercalations (predominantly fluvio-limnic sediments of the Hron river and its tributaries) along the margins of the Zvolenská kotlina depression (mainly in the Zvolenská pahorkatina upland), or in the subsided blocks in its centre.

Quaternary rocks are also concentrated in the Zvolenská kotlina depression (i. e. in Sliačska and Slatinská depressions). In the Sliačska depression they are represented by terrace accumulations of sandy gravels of the Hron river (left bank on the map), made up predominantly of bottom accumulations and alluvial plain deposits (Upper Pleistocene – Holocene) and of three middle terraces (Rissian stages of the Middle Pleistocene). Older remnant gravels are preserved on terraces along the margin of the depression. In the Slatinská kotlina depression the Slatina and Hučava rivers have a similar development (except of older gravels that are poorly preserved); noteworthy is the Očová alluvial cone (later Rissian stage). Of interest are travertines (Sliač, Borová Hora).

Remaining chapters, including those on minerals, hydrogeology etc., bring reviews of information on given topics and important data compiled mainly from reports of various authors.

ÚVOD

Geologická mapa Poľany v mierke 1 : 50 000 znázorňuje geologicky komplikované územie v centre Slovenska.

Mapa reprezentuje plochu s rozlohou asi 625 km^2, ktorej hlavnú časť na povrchu tvoria bádensko-sarmatské vulkanické horniny. V menšom rozsahu sú prítomné horniny kryštalinika, permu, mezozoika a sladkovodné, prevažne vulkanické sedimenty miocénno-pliocénneho veku.

Podľa regionálneho geologického členenia Západných Karpát (Vass et al., 1988) predstavované územie sa môže zaradiť do časti budovanej neogénnymi vulkanickými horninami (stratovulkán Poľana, časť Zvolensko-slatinskej kotliny a stratovulkánu Javorie) a do časti, kde vystupujú horniny predvulkanického podložia (kryštalinikum, mezozoikum, perm), ktoré oblúkovito ohraničujú sv. polovicu stratovulkánu Poľana. Od sz. okraja vulkánu sú to hronské synklinórium, ľubietovská zóna a kráľovohoľská zóna. Podložie vystupuje na povrch aj medzi zvolenskou a slatinskou časťou Zvolensko-slatinskej kotliny. Predstavuje miniatúrnu jednotku štvrtého rádu (Lieskovský ostrov).

Hlavným cieľom vysvetliviek je v skrátenej forme predstaviť súčasný stav poznatkov o geologickej stavbe, stratigrafii, litológii, vulkanizme, magmatizme a tektonike územia. Základný vysvetľujúci text ku geologickej mape doplňujú kapitoly o hydrogeológii, geofyzike, nerastných surovinách, geologických faktoroch životného prostredia a stručná charakteristika významných geologických lokalít.

Zostavenie vysvetliviek je výsledkom práce kolektívu autorov, ktorí použili hlavne vlastné poznatky vyplývajúce z geologického mapovania alebo reambulácie starších máp (Dublan, Halouzka, Vozárová, Vozár, Biely, Bezák, Hraško) alebo prevažne len zhodnotili staršie práce rôznych autorov (Bujnovský, Scherer, Marcin, Köhlerová, Onačila, Žáková).

Vzhľadom na nové všeobecné vulkanologické poznatky, redaktor mapy reinterpretoval staršie práce, ktoré v minulosti sám na Poľane a vo Zvolenskej kotline realizoval.

Predkladaná mapa zobrazuje predovšetkým polygénny stratovulkán Poľana, ktorý zaberá dve tretiny plochy mapovaného územia – asi 430 km^2.

Ostatné predvulkanické komplexy sčasti tvoria okolie a zároveň aj podložie vulkánu, na ktorom sa distribúcia vulkanických hornín uskutočnila. V súčasnom erozívnom zreze má vulkán vzhľadom na erupčné centrum asymetrickú formu. Ak by sa známy polomer vulkánu 25–30 km symetricky aplikoval na celý vulkán (východným smerom sú vulkanické produkty zachované len do vzdialenosti asi 7 km od centra), k stratovulkánu Poľana by patrili aj vulkanické horniny na Klenovskom Vepri. Pôvodná plocha rozšírenia potom mohla dosahovať viac ako 1500 km^2, veď na eróziu a denudáciu bolo k dispozícii približne 12 mil. rokov.

GEOGRAFICKÁ A MORFOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA

Územie znázornené na geologickej mape tvoria rozličné geomorfologické celky. Každý celok je typický osobitnou štruktúrou reliéfu, ktorého formovanie je závislé od distribúcie geologických celkov rôzneho litologického zloženia, vplyvu tektoniky, klímy, rozmiestnenia riečnej siete, nadmorskej výšky a v prípade neovulkanitov aj od množstva, veľkosti a tvaru rôznych vulkanických foriem, ako sú napríklad extrúzie, lávové prúdy, vulkány.

Okrem toho sa pozoruje výrazný vplyv pliocénno-kvartérnej tektoniky na záverečné modelovanie reliéfu.

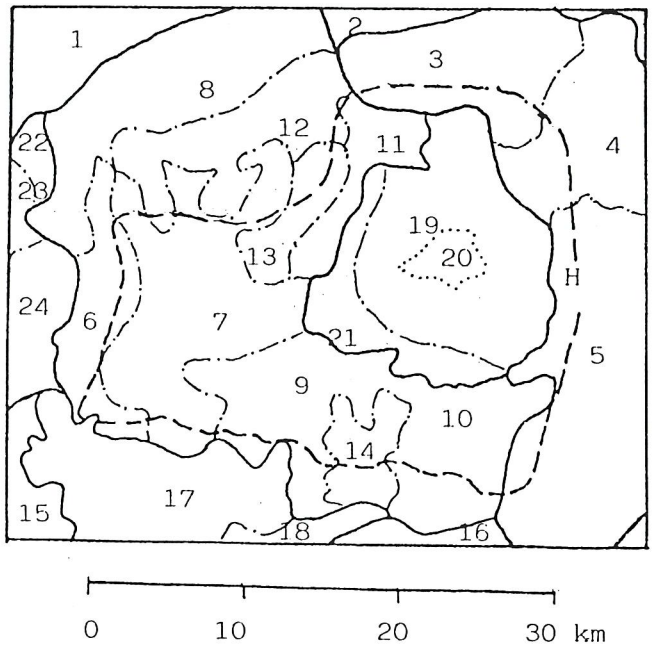
Podľa Mazúra a Lukniša (1980) sú na skúmanom území zastúpené geomorfologické jednotky rôzneho rádu, medzi nimi najmä Zvolenská kotlina a Poľana. Slovenské rudohorie zasahuje len okrajovo pri v. hranici mapovaného územia.

Dominujúcou geomorfologickou jednotkou je Vysoká Poľana s centrálnou depresiou (erozívnou kalderou Kyslinky). Depresia je odvodňovaná západným smerom otvorenou Hrochotskou dolinou. Severo-južný priemer erozívnej kaldery je asi 6 km a obvod 20 km, pričom zaberá plochu asi 30 km^2. Medzi Želobudzskou skalou a Kuriencom sa jej kotlovitý tvar stráca a je narušený Hrochotskou dolinou. Prstencovitý hrebeň lemuje kalderu vo výškach okolo 1 300 m, najvyššie na kóte Poľana – 1 457,7 m. Maximálne prevýšenie Poľany vzhľadom na Slatinskú kotlinu je približne 1 100 m.

Kaldera nie je jednoduchá morfologická depresia s plochým dnom. V užšej centrálnej časti je výrazne členitá, tvorená viac-menej izolovanými kopcami a hrebeňmi dosahujúcimi výšku okolo 1 000 m, pri kolísaní relatívnej výšky v hraniciach 250–270 m nad erozívnou bázou kaldery. Tieto elevácie terénu sú tvorené intruzívnymi telesami.

Svahy kaldery s radiálne dostredovým orientovaním dolín a vodných tokov zásobujúcich Hučavu sú vo výškach 1 000–1 300 m výrazne strmšie ako ostatná časť svahu. Úklon svahu tu dosahuje 35–40°, miestami až 50°. Privrcholová časť svahu je často zakončená skalnou stenou z lávových prúdov. Radiálna sieť dolín od vrcholov kaldery smerom na vonkajšiu stranu má konsekventný charakter, keď ich sklon je viac-menej totožný so sklonom periklinálneho uloženia lávových prúdov stratovulkánu.

Erozívnu modeláciu po vyhasnutí vulkánu usmerňovala jeho primárna stavba, forma a litológia. Samotný vznik erozívnej kaldery je podmienený spätnou eróziou Hučavy, ktorá keď dosiahla silne hydrotermálne premenené jadro vulkánu, ľahko sa rozšírila bočnou radiálnou eróziou v miestach málo pevných premenených hornín.



Obr. 1 Geomorfologické členenie (E. Mazúr a M. Lukniš, 1980)
Fatransko-tatranská oblasť: 1 – Starohorské vrchy, 2 – Horehronské podolie – Lopejská kotlina; **Veporské vrchy**: 3 – Čierťaž, 4 – Balocké vrchy, 5 – Sihlianska planina; **Slovenské stredohorie**: *Zvolenská kotlina*: 6 – Sliačska kotlina, 7 – Zvolenská pahorkatina, 8 – Bystrické podolie, 9 – Slatinská kotlina, 10 – Detvianska kotlina, 11 – Povraznícka brázda, 12 – Bystrická vrchovina, 13 – Ponická vrchovina, 14 – Rohy; 15 – *Pliešovská kotlina*: 16 – *Ostrôžky; Javorie*: – 17 – Lomnianska vrchovina, 18 – Podlysecká brázda; *Poľana*: 19 – *Vysoká Poľana*, 20 – Kyslinky, 21 – Detvianske predhorie; *Kremnické vrchy* – 22 – Malachovské predhorie, 23 – Flochovský chrbát, 24 – Turovské predhorie.
H – Hranica mapovaného územia

Zo západu na juh k Veľkej Poľane prilieha Detvianske predhorie, ktoré je budované andezitovými prúdmi, redeponovanými aglomerátmi a epiklastickými konglomerátovými brekciami. Detvianske predhorie na juhu hraničí s Rohmi, Detvianskou a Sliačskou kotlinou, ktoré pozdĺž toku Slatiny sú v kontakte s Javorím. Západná časť mapy zobrazuje územie Sliačskej kotliny, Zvolenskej pahorkatiny, ku ktorej zo severu prilieha Povraznícka brázda a Ponická vrchovina.

Zo severu a východu sa pod vulkanické horniny stratovulkánu ponárajú horniny podložia, ktoré patria ku geomorfologickým celkom Slovenského rudohoria – Čierťaž, Balocké vrchy a Sihlianska planina.

Reliéf Zvolenskej pahorkatiny je málo členitý. Predstavuje zmladený peneplenizovaný povrch, hlavne pliocénneho veku. Je typický širokými, len mierne zvlnenými plošinami, na ktorých sa vyskytujú relikty pliocénnych štrkov, ktoré identifikujú pôvodný rozsah pliocénnych záplav toku Prahrona.

Pôvodné výškové hodnoty pahorkatiny v oblasti západne od údolia Zolnej sa pohybovali okolo 500 m n. m. V súčasnom reliéfe peneplenizačné plochy predstavujú vrcholy kót Na Hrášky (462,6), Valinga (488,5), Samporský vrch (479,8), Biela studňa (469,2). Celkove sa reliéf terénu v tejto oblasti nachádza v intervale 400–500 m, iba západne od toku Lukavice je rozsiahle vyvinutý aj interval 350–450 m.

Úplne iný charakter má územie Ponickej vrchoviny a Povraznickej brázdy. Maximálnu výšku dosahujú Chochuľka 752,3 m a Stalec 734,3 m. Z geologického hľadiska túto oblasť tvorí antiforma predvulkanického substrátu. Táto elevácia má kopulovitú morfologickú štruktúru s centrom na kóte Chochuľka. Symetria tejto štruktúry je porušená len severozápadným smerom, východne od obce Hrochoť. Zatiaľ čo zvyšok štruktúry je zvýraznený aj radiálnym priebehom dolín, smerujúcim z vrcholu centra elevácie na obvod.

Obrysy elevácie sa smerom na juh postupne vytrácajú a končia v intervale 500 až 550 m n. m. Elevácia má tektonický pôvod.

Detvianske predhorie má reliéf vyplývajúci z charakteru geologickej stavby prechodnej vulkanickej zóny stratovulkánu, výšky sa tu pohybujú medzi 500–700 m.

Významnejšie vodné toky sa na skúmanom území vyskytujú zriedkavo. Tých dôležitejších je len niekoľko.

Potok Lukavica odvodňuje západnú časť územia smerom do Sliačskej kotliny, kde vteká do rieky Hron. Ostatné územie je odvodňované prostredníctvom potoka Zolná a Hučava do Slatinskej kotliny, kde sa napájajú na vodný tok Slatiny.

V okolí Čačína je potok Zolná rozvetvený na rad prítokov vyvierajúcich v oblasti Ponickej a Povraznickej brázdy. Riečka Hučava odvodňuje hlavne Hrochotskú dolinu a centrálnu časť stratovulkánu Poľana – erozívnu kalderu.

REGIONÁLNY GEOLOGICKÝ PREHĽAD

Región Poľana je územie, na ktorom sa vzhľadom na regionálne geologické členenie Západných Karpát vyskytuje niekoľko jednotiek prvého rádu. Medzi ne patria – 1. veporské pásmo, 2. neovulkanity, 3. vnútrohorské panvy a kotliny.

1. Veporské pásmo vystupuje na povrch z podložia polianskeho stratovulkánu vo východnej a severovýchodnej časti územia. Kráľovohoľská zóna veporika sa dá sledovať od jv. rohu územia z okolia kóty Mních, paralelne s okrajom hranice vulkánu až do vrchnej časti Kamenistej doliny v dĺžke asi 20 km. Kraklovská a ľubietovská zóna v sv. časti regiónu sa v celej šírke ponára pod poliansky stratovulkán. Pri sz. ohraničení približne medzi Ľubietovou a Vlkanovou do vymedzeného regiónu zasahuje hronské synklinórium ako najzápadnejšia súčasť veporského pásma prezentovaná na mape.

2. Neovulkanity na geologickej mape zobrazujú sv. časť stredoslovenských neovulkanitov, ktoré zastupuje stratovulkán Poľana spodno-strednosarmatského veku. Južne od regiónu Poľana sa nachádza starší stratovulkán Javorie, ktorý výbežkom západne od Detvy zasahuje aj na mapované územie. Severovýchodne od Zvolena, severne od Lieskovca, sa v rámci neovulkanitov nachádza vyzdvihnutý blok podložia (tvoreného granodioritom veporika a jeho permsko-mezozoickým obalom) sv.-jz. smeru, dĺžky asi 4,5 km a šírky 1 km.

3. Vnútrohorské panvy a kotliny. Vnútrohorská panva – Zvolensko-slatinská kotlina – sa nachádza väčšinou severne od toku Slatiny, medzi Zvolenom a Pstrušou. V okolí Zvolena sa kotlina stáča do smeru paralelného s tokom Hrona.

PREHĽAD GEOLOGICKÝCH VÝSKUMOV A PRÁC

Prehľad starších výskumov je uvedený vo vysvetlivkách ku geologickým mapám 1 : 200 000, list Banská Bystrica a Zvolen (Maheľ et al., 1964; Kuthan et al., 1963). Kryštalinika predmetného územia sa týkali najmä práce Zoubka (1930, 1957), Kubínyho (1959) a Loserta (1962).

V nasledujúcom období sa výskumom ľubietovského kryštalinika zaoberali najmä Kamenický (napr. 1977, 1982) a Miko in Vozár et al. (1982). Horninové komplexy v kraklovskom a kráľovohoľskom pásme študovali hlavne Krist a Siegl (1971).

Prvá práca spojená s výskumom granitoidných hornín veporika pochádza od Zoubka (1936), ktorý odlíšil dva základné typy a podal ich charakteristiku. Leukokratnejšiu fáciu označil ako typ „Hrončok" a bázickejšiu ako typ „Sihla". Ďalšie detailné práce petrografického charakteru pochádzajú od Hovorku (1960) a Krista (1960, 1979). Granitoidy v ľubietovskej zóne veporika spracovali autori len v starších obdobiach, novšie geochemicko-petrologické štúdie chýbajú.

Losert (1962) postrehol, že granitoidy v ľubietovskej zóne sú v potektonickom vzťahu k migmatitom a „aplitickým ortorulám" a nevytvárajú vo svojom plášti žiadne migmatity. Z toho odvodil, že deformácia „aplitických ortorúl" je predalpínska. Podrobnejšie sa vzťahu predalpínskych a alpínskych štruktúr venoval Siegl (1982).

Najstaršou prácou o mezozoiku, v ktorej už nachádzame konkrétne údaje, pochádzajú z druhej polovice minulého storočia. Je to práca Štúra (1868). Autor uvádza nálezy fosílií z verfénskych bridlíc z Ponickej Lehoty a správne identifikuje niektoré mezozoické litostratigrafické jednotky. Po dlhom prerušení výskumov Matějka a Andrusov (1931) v mezozoickej oblasti vyčlenili tatrikum a spodný a vrchný subtatranský príkrov, označovaný dnes ako krížňanský a chočský príkrov. Geologické mapovanie Zoubka (1931) z okolia Podbrezovej čiastočne zasahuje aj do územia zobrazeného na mape 1 : 50 000. Po druhej svetovej vojne k riešeniu mladej radiálnej tektoniky značne prispelo detailné geologické mapovanie z okolia Ľubietovej (Jaroš, 1960). Pre poznanie liasu majú zásadný význam výsledky podrobného litofaciálneho výskumu Mišíka (1964) a paleontologických štúdií (Rakúsa, 1962, 1964). Z paleontologických výskumov na mapovanom území nové nálezy priniesli práce Maheľa (1956) a Kolárovej (1957). Zhrnutie výsledkov obsahujú Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape 1 : 200 000, list Banská Bystrica (Maheľ, 1964). Vysvetlivky ku geologickej mape 1: 50 000, list Slovenská Ľupča a Banská Bystrica prinášajú

množstvo údajov o základných litostratigrafických tektonických jednotkách veporika, hronika a jednotky Drienka. K stratigrafii triasu Západných Karpát a vývinu rias v sérii Drienka prispel Bystrický (1964, 1965).

Najnovšia správa, týkajúca sa mezozoika je od kolektívu autorov: Dublan, Biely, Dovina, Halouzka, Miko a Onačila (1991). V správe je podrobne rozčlenený krížňanský príkrov, chočský príkrov a silicikum a sú v nej uvedené názory jednotlivých autorov na príslušnosť tektonických jednotiek. Správa tvorila základnú náplň vysvetliviek k mape 1 : 50 000.

Severné veporikum je definované v práci Vozárovej a Vozára (1988) ako alpínsky sformovaná jednotka, na stavbe ktorej sa podieľajú ?predvariské a variské súbory prevažne staropaleozoického veku, mladopaleozoické sekvencie a mezozoikum, ktoré je litofaciálne zhodné s krížňanským príkrovom. Superpozičné vzťahy staropaleozoického podkladu a obalu zloženého z permských a mezozoických sekvencií, sú normálne autochtónne, príp. paraautochtónne. Severné veporikum predstavuje tylovú časť severovergentnej jednotky, z ktorej sa odvodzuje pôvod krížňanského príkrovu v širšom zmysle, resp. príkrovov fatrika v zmysle Andrusova et al. (1973).

Vymedzenie „krížňanského príkrovu v domovskej oblasti" v zmysle Jaroša (1971a, b) sa považuje za predstavu reálnu, ale z celého okruhu otázok a problémov nie vyčerpávajúcu. Podľa Bieleho (in Dublan et al., 1991) na severe tejto „domovskej" oblasti je to problém pásma metamorfitov južných svahov Ďumbierskych Tatier a ich tektonického kontaktu s vlastným granitoidným masívom ďumbierskeho pásma. V južnej časti predpokladanej domovskej oblasti (ľubietovské a kraklovské pásmo v zmysle členenia Zoubka, 1931a, b, 1935) vymedzenie podkladu pôvodného sedimentačného priestoru krížňanského príkrovu zostáva stále otvorená otázka. Na základe litologického štúdia súvrství permu a triasu možno konštatovať, že všetky výskyty v severnom veporiku boli zviazané s jednou sedimentačnou oblasťou založenou vnútri tatroveporidného bloku (sensu Vozárová, 1981, 1982), resp. slovenského masívu (sensu Zoubek a Máška, 1960). Z nej sa odvodzujú príkrovové jednotky fatrika (sensu Andrusov et al., 1973).

Predstavu o severozápadnej časti veporika (ľubietovské pásmo v širšom zmysle, t. j. staropaleozoické kryštalinikum a obalová sekvencia) ako súčasti krížňanskej jednotky vyjadril jednoznačne Losert (1962). Obal severnej časti veporika a jeho vzťahy ku krížňanskému príkrovu boli predmetom štúdií Jaroša (1962, 1965), Bieleho (1963, 1964), Vozára (1962, 1965, 1979, 1984), Bieleho a Fusána (1965, 1967), Bieleho, Bystrického a Fusána (1968). Z týchto prác vyplýva, že obal ľubietovského pásma a skupina Veľkého boku majú rovnaké postavenie a sú najjužnejším zachovaným reprezentantom pôvodnej sedimentačnej oblasti krížňanského príkrovu v širšom zmysle.

Geologický záujem o neovulkanity Poľany sa začal prejavovať už v minulom storočí. Množstvo a kvalita poznatkov z tohto obdobia je nepatrná. Patria sem práce Štúra (1868), Szontagha (1885), Maderspacha (1880–1886) a iných. Podrobný súpis autorov a ich prínos k poznaniu Poľany od minulého storočia až do roku 1958 uvádza Húsenica vo svojej práci z roku 1958.

V novšej dobe asi do šesťdesiatych rokov s celkovým rozvojom geológie a vulkanológie stúpa aj záujem o Poľanu. Napr. Kuthan (1943) považuje masív Poľany za deštruovaný polygénny vulkán. Podobne Andrusov (1943), Zoubek (1950) a iní. Kuthan a Kamenický (1946) zisťujú v centrálnej časti kaldery diority, ktoré zaraďujú medzi hlbinné ekvivalenty eruptív.

Prvé pomerne systematické mapovanie uskutočňoval v rokoch 1952–1954 Kopecký (1952, 1954), ktorý určil sériu lávových prúdov a ich periklinálnu stavbu vo vrcholových častiach kaldery. Na báze vulkanitov identifikoval bentonitizáciu a v centre Poľany hydrotermálne premeny.

Geologické mapovanie súčasne s Kopeckým v rokoch 1953–1956 realizoval Húsenica, ktorý zmapoval prakticky celú centrálnu kalderovú časť vulkánu. Jeho práca v roku 1958 bola v tomto čase vyvrcholením a predstavuje hlavnú syntetizujúcu prácu, ktorá bola hlavným zdrojom informácii o Poľane. Jeho ďalšia práca z roku 1968 nepriniesla už ďalšie závažnejšie výsledky a bola len doplnením z hľadiska petrochémie.

Kuthanová (1955), ktorá zostavovala mapu v severnej časti Poľany, zistila väčšie množstvá acidných hornín a označila ich ako ryolitové tufity. Celé územie Poľany bolo zmapované v rámci komplexného geologického mapovania v mierke 1 : 200 000.

V dôsledku metalogenetickej nádejnosti územia v širokom okolí Kysliniek, na ktorú upozornil aj Húsenica, vykonal Valach (1955) v oblasti kaldery prospekčné šlichovanie. Zistené boli menšie anomálie rumelky a bizmutu.

Z geomorfologického hľadiska k celkovému poznaniu prispeli práce Lukniša (1954) a Dosedlu (1954).

V tejto súvislosti je potrebné zdôrazniť podstatný príspevok Húsenicu. Jeho výskumami názory o geologickej stavbe vyvrcholili. Autor vo svojej práci využil všetky hlavné poznatky získané rôznymi pracovníkmi aj vlastným mapovaním.

Hlavné dosiahnuté výsledky a názory viacerých autorov do roku 1958 možno zhrnúť do niekoľkých bodov:

1. Bola stanovená sukcesia diferenciácie vulkanických hornín s antidromným trendom od ryolitov k andezitom. Pôvod hornín sa odvodzoval z kôrovej palingénnej magmy.

2. Vulkanická aktivita bola zaradená do II. ryolitovej a III. andezitovej fázy v zmysle Kuthana (1948).

3. Forma, typ a centrum vulkánu sa určili geomorfologicky, periklinálnou stavbou, prítomnosťou kaldery, intruzív a hydrotermálne premenených hornín.

4. Na vznik kaldery sa vytvorili dva názory, podľa ktorých môže byť erozívna alebo prelomová?

5. Oblasť geomorfologických elevácií v Slatinskej kotline západne od Detvy bola považovaná za parazitický kráter.

6. V geologickej stavbe sa uvažovalo na základe mapovania o vrstevnatej stavbe – striedanie aglomerátov a lávových prúdov. V spodných častiach stavby sa predpokladalo uloženie pyroklastického materiálu v subakválnych podmienkach, vo vrcholových v suchozemských. Pyroklastický materiál údajne viacnásobne prevládol nad efúziami, v pomere až 8 : 1.

7. Poľana bola klasifikovaná ako centrálny polygénny stratovulkán s vrcholovou kalderou, ktorý je viazaný na tektonickú zónu ssv.-jjz. smeru.

V nasledujúcom období, asi od roku 1970, začína prebiehať systematický geologický výskum spojený so zostavovaním základných geologických máp v mierke 1 : 25 000. Súbežne sa vykonával aj komplexný regionálny geofyzikálny výskum stredoslovenských neovulkanitov, zakončený v roku 1976 záverečnou správou (Šefara et al., 1977). Na základe syntézy geologických a geofyzikálnych výskumov bolo zostavených niekoľko štruktúrnych geologických modelov stavby stredoslovenských neovulkanitov vrátane Poľany, napr. morfoštruktúry podložia (Konečný et al., 1973) alebo dokonalejší prehodnotený model (Konečný et al., 1978). Základná práca týkajúca sa celých stredoslovenských neovulkanitov je spojená so zostavením štruktúrnogeologickej a vulkanologickej schémy stredoslovenských neovulkanitov v mierke 1 : 100 000. Za hlavné výsledky týchto prác možno považovať nový prístup k hodnoteniu vulkanotektonických prvkov stavby, stanovenie morfoštruktúr podložia, modelovanie intruzívnych komplexov, vymedzenie zón hydrotermálnych premien a iné (Konečný, Lexa a Šefara v spolupráci s Dublanom a Brlayom, 1978). Tieto práce predstavujú súhrn celého predchádzajúceho geologického, vrtného a geofyzikálneho výskumu doplneného novým mapovaním rozľahlých území.

V rokoch 1978–1980 uskutočnila podrobný geofyzikálny výskum centrálnej vulkanickej zóny Poľany maďarská organizácia ELGI (Schönviszky et al., 1980), zároveň sa pristúpilo k podrobnému geochronologickému štúdiu vymedzených vulkanických komplexov metódou stôp po delení uránu (Repčok, 1978, 1980, 1982).

V roku 1975 Dublan a Konečný vypracovali základné geologické mapy v oblasti styku Poľany a Javoria – listy Detva a Zvolenská Slatina (Konečný et al., 1975).

V roku 1978 bol vyhodnotený štruktúrny vrt D-8, realizovaný v centrálnej vulkanickej zóne (Dublan et al., 1978), ktorý overil v hĺbke 713,6 m podložie tvorené diaftoritizovanými biotitickými pararulami. Jednotlivé listy geologických máp v mierke 1 : 25 000 sa oponovali v rokoch 1966–1996: Ľubietová,

Slovenská Ľupča (Čepek et al., 1966), Slovenská Ľupča (Kamenický, 1968), Zvolenská Slatina a Detva (Konečný et al., 1975), Poľana (Dublan et al., 1979), mapa ochranného rajónu Sliač (Dublan et al., 1979), Zvolenská Slatina (Konečný et al., 1982), Zvolen (Konečný et al., 1983), Brezno 4 (Hraško et al., 1987), Lovinobaňa 1 (Konečný et al., 1990), Očová (Dublan et al., 1991). Mapa Poľany a Zvolenskej kotliny v mierke 1 : 25 000 sa využila ako podklad pre mapu v mierke 1 : 50 000 (Dublan, 1996). Geologická mapa regiónu Poľana – Zvolenská kotlina v mierke 1 : 50 000 sa zostavila na základe geologického mapovania v mierke 1 : 25 000 v rokoch 1966–1996 (Dublan, 1997).

Predvulkanické útvary v okolí Poľany sa v poslednom čase prevažne len reambulovali, napr. mezozoikum Biely (1991), kryštalinikum Lukáčik (in Konečný et al., 1975), Miko (in Dublan et al., 1979, 1980, 1991), Bezák a Hraško na účely tejto mapy (1996).

Tieto reambulačné práce vychádzali zo starších prác. Kryštalinikum a mladšie paleozoikum lieskoveckého ostrova opisujú Matějka a Koutek (1931) a Andrusov (1942). Podrobnejšiu petrografiu uvádza Krist (1960).

Kryštalinikum z vrtov do podložia neovulkanitov opísal Vrána (1966a, b). Severoveporidný perm, ktorý zasahuje aj na naše územie spracovali Vozárová (1965, 1979) a Vozárová a Vozár (1988). Väčšiu časť podložia a severnú časť listu tvoria prevažne mezozoické komplexy veporika, hronika a silicika, ktoré mapovali a študovali napríklad Losert (1963), Jaroš (1960, 1965, 1966) a Fusán a Biely et al. (1987), Čepek et al. (1966), atď.

Výskum najmladších sedimentov sa týkal predovšetkým pieskoštrkových súvrství pliocénu Pohronia (Andrusov, 1954; Nemčok, 1956 a 1957; Matula et al., 1961 a i.). Kvartér najprv študovali geomorfológovia (Škvarek, 1973). Nový a sústavný kvartérnogeologický výskum celkov Zvolenskej kotliny a Banskobystrického podolia je prezentovaný predovšetkým v elaborátoch listov geologických máp (najmä Halouzka in Dublan et al., 1981, in Konečný, 1982, in Konečný et al., 1983, in Lexa et al., 1983, a i.). Detailné geofyzikálne práce sa realizovali hlavne pre výskum minerálnych vôd v Pohroní – Májovský a Husák (1972), Bárta et al. (1977) a i.

Hydrogeologickú problematiku pomocou vrtov a merania prameňov riešili Cibuľka (1973a, b, c), Hotra (1974), Jendraššák (1977), Zakovič (1980, 1981), najmä však Kluz et al. (1986).

Nerastnými surovinami sa zaoberali: Bako (1958) – výpočet zásob diatomitu pri Dúbravici; Pulec (1966a, b, c, d) – nález bentonitov v Slatinskej kotline; Horváth (1969) – bentonity pri Hrochoti; Kravjanský a Zuberec (1969) – keramické íly a bentonity v Slatinskej kotline; Ivanov (1953, 1975) – mangánové zrudnenie v okolí Detvy; Slavkay et al. (1990) mapa prognóz v okolí Banskej Bystrice atď. Na základe výsledkov geologického mapovania a geofyzikálneho

výskumu sa pristupuje k metalogenetickému výskumu centrálnej zóny Poľany (Onačila et al., 1985 a Štohl et al., 1985).

Okrem geologického výskumu sa veľmi podrobne vykonal aj paleomagnetický výskum (Orlický et al., 1972; Orlický et al., 1973; Orlický a Muška, 1975).

Ďalší autori zaoberajúci sa popri inom aj Poľanou sú najmä: Plančár (1960), Pulec (1966), Karolus (1970), Šalanský (1970), Obernauer a Husák (1971), Slávik a Konečný (1972), Šefara et al. (1973) a mnohí iní.

OPIS GEOLOGICKEJ STAVBY

Na geologickej mape môžeme vydeliť niekoľko štruktúrnogeologických a litostratigrafických jednotiek. Hlavné rozhranie prebieha na uhlovej diskordancii medzi bádensko-sarmatským vulkanogénnym komplexom a jeho predvulkanickým substrátom. Substrát predstavuje komplikovanú štruktúru, zloženú z vyšších alpínskych príkrovových jednotiek (?silicikum, hronikum) a kryštalinika severného veporika so svojím obalom v koreňovej zóne krížňanského príkrovu.

Hranica medzi bádensko-sarmatským vulkanogénnym komplexom a jeho podložím je modelovaná na základe vyhodnotenia vertikálnej elektrickej sondáže. Z nej vyplýva, že hranica je značne nepravidelná, silne zvlnená a pravdepodobne aj tektonicky modelovaná do hrasťovo-prepadlinovej mozaiky.

Povrchová hranica podložia a neogénneho pokryvu sa nachádza v severnej a východnej časti mapovaného územia. Mimo tejto oblasti horniny podložia vystupujú v sz. časti lieskoveckého ostrova jz. od obce Lukové (Matějka a Koutek, 1931; Andrusov, 1942).

Severné veporikum je v predterciérnom podloží najrozšírenejšia tektonická jednotka na regionálnej geologickej mape. Do severného veporika zaraďujeme kryštalinikum a jeho obal (perm a mezozoikum).

Kryštalinický fundament tvorí väčšiu časť priameho podložia vulkanitov Poľany, menej je zastúpené mezozoikum. Na povrch vystupuje hlavne v severnej a východnej časti regiónu. Z hľadiska dnešných predstáv o stavbe kryštalinika môžeme ho rozdeliť na dve základné časti, ktoré pôvodne zodpovedali hlavným hercýnskym litotektonickým jednotkám, a to vrchnej a strednej v zmysle klasifikácie Bezáka (1994). Tieto jednotky ležiace pôvodne nad sebou, dostali sa vplyvom naložených, najmä alpínskych tektonických procesov, vedľa seba. Z hľadiska alpínskej stavby kryštalinikum ako celok patrí k tektonickej jednotke veporika.

Severnejší blok kryštalinika (zhruba po dolinu Osrblianky) tvoria hlavne ortoruly, pararuly, amfibolity, na ktorých sa často vyskytujú zvyšky zavrásneného mezozoického obalu (najväčšia štruktúra je synforma Mojžišovho vrchu). Táto časť kryštalinika zodpovedá náplňou Zoubkovmu (1957) ľubietovskému pásmu. Zahŕňame do neho aj izolované výstupy kryštalinika pri Ponickej Hute, Hrochoti a Lieskovci. Príznačné pre toto kryštalinikum je silné uplatnenie mylonitizácie a diaftorézy v strižných zónach, kde podľa intenzity naložených procesov vznikla pestrá škála hornín od svorových rúl cez svory až po fylonity a zelené bridlice – opísané v prácach viacerých autorov, napr. Kamenický (1977), Vozár et al. (1982), Janák et al. (1996).

Typickým znakom ľubietovského pásma sú malé hypoabysálne intrúzie granitových porfýrov a dacitov, usporiadané lineárne v sv. orientovaných zónach. Predpokladáme v súhlase so Zoubkom (1928), že ide pravdepodobne o subvulkanické telesá permského veku. Z povrchových produktov permského vulkanizmu sa zachovali hlavne kyslé vulkanoklastiká (porfyroidy) v oblasti Lukového.

Zo severnej časti kryštalinika nemáme ani stratigrafické, ani spoľahlivé geochronologické údaje, okrem Ar/Ar údajov z amfibolitu v Hronci (Kráľ et al., 1996). Od južného bloku je táto časť oddelená zónou sv. smeru, v ktorej sa nachádzajú najmä horniny typu bridlíc, fylitov až svorov. Niektorí autori sa domnievajú, že ide o spodnopaleozoické nízko metamorfované komplexy typu Jánovho grúňa (Korikovskij a Miko, 1992), iní ich pokladajú skôr za diaftority.

Južný blok kryštalinika (na juh od pohorelského zlomu) patrí do kráľovohoľskej zóny veporika v zmysle Zoubka (1957). Je budovaný prevažne granitoidnými horninami so zvyškami svojho metamorfného plášťa (prevažne rulami, menej amfibolitmi). Metamorfity vystupujú severne od hlavnej masy granitoidov. Kontakt je pôvodne intruzívny, uklonený na sever (Siegl, 1982), avšak naložené alpínske tektonické procesy (násuny na S, posuny na SV–JZ) pôvodné kontakty narušili a umožnili vznik produktov diaftorézy a mylonitizácie tak v granitoidoch, ako aj v kryštalických bridliciach.

Granitoidy majú pomerne pestré zloženie. Generálne ich možno zadeliť do štyroch základných skupín, ako ich vyčlenili Bezák a Hraško (1992). Najstaršie sú granitoidy tzv. hybridného komplexu. Cez tento komplex prerážajú telesá porfyrických granitoidov, ďalej tonalitov typu Sihla a leukokratných granitoidov. Osobitným typom sú porfyrické granitoidy typu Hrončok, umiestnené v strižných zónach sv. smeru, ktoré sú pravdepodobne permského veku (Petrík et al., 1995).

Obalová sekvencia pri sz. ohraničení staršieho paleozoika ľubietovského pásma má štruktúrne usporiadanie rovnaké na celom území od Podbrezovej po Ľubietovú až Ponickú Hutu a smeruje ďalej na JZ v predpokladanom pokračovaní do podložia terciéru.

Podobný štýl stavby možno pozorovať v hrastiach medzi Ľubietovou a Ponickou Hutou, kde sú zachované fragmenty západného pokračovania staršieho paleozoika a oboch súvrství permu ľubietovskej skupiny s mimoriadne dobre zachovaným horizontom Harnobisu.

Mladšie paleozoikum ako bazálna časť obalovej sekvencie severného veporika predstavuje súbor sedimentárnych klastických hornín, v ktorom vulkanity a vulkanoklastické horniny tvoria približne 10 % celkového objemu výskytov známych na povrchu. Celý vulkanickosedimentárny súbor bol v smere od stratigrafického podložia do nadložia rozčlenený na dve litostratigrafické jednotky – brusnianske a predajnianske súvrstvie (Vozárová, 1979) – zahrnuté do ľubietovskej skupiny.

Brusnianske, t. j. bazálne súvrstvie, leží diskordantne na svojom podloží – kryštaliniku ľubietovského pásma. Diskordancia je uhlová, tektonicky zvýraznená počas alpínskeho prevrásnenia. Vrchná litostratigrafická jednotka, predajnianske súvrstvie, spočíva na brusnianskom súvrství opäť nesúhlasne. Všeobecne je to typ skrytej diskordancie, prejavenej v dôsledku vzniku synsedimentárneho paleosystému zlomov, ktorý zmenil priestorové rozšírenie pôvodného sedimentačného bazéna. Dôkazmi o tom sú: 1. výrazná zmena smeru transportu klastického materiálu v sedimentačnom bazéne; 2. rýchla zmena v petrografickom zložení obliakového materiálu zlepencov v bazálnej časti predajnianskeho súvrstvia.

Sedimenty obidvoch litostratigrafických jednotiek sa v minulosti bez biostratigrafických dôkazov, iba na základe litologicko-petrografických znakov zaraďovali do permu (Zoubek, 1936, Kamenický in Maheľ et al., 1961). Prvé biostratigrafické dôkazy o veku súvrství podala na základe určených palynomorf Planderová (in Ilavský et al., 1978). Z vrtu LU-3, ktorý bol situovaný sz. od osady Podlipa pri Ľubietovej, určila spoločenstvo spór permského veku. Pomerne zlá zachovanosť spór a ich široké spektrum, neumožnili ich bližšie zaradenie. V časti vrtného profilu, ktorý zodpovedá predajnianskemu súvrstviu, boli určené tieto spóry: *Monosulcites minimus gynetaceaepollenites* sp., *Gymatiosphaera* sp., *Karpatisporites minimus* PLANDEROVÁ, *Punctatisporites* sp., *Reticulatisporites* sp., *Florinites* sp. V brusnianskom súvrství boli nájdené zonálne monosakátne spóry *Florinites* sp., *Punctatisporites* sp., *Reticulatisporites* sp., *Cordaitales* sp.

Neskôr Planderová (in Planderová a Vozárová, 1982) spresňuje vek brusnianskeho súvrstvia na vrchnú časť spodného permu – saxón.

Na povrchu je brusnianske súvrstvie známe z lieskoveckej hrasti, kde sa nachádzajú okrem klastogénnych sedimentov aj ryolity, dacity a ich vulkanoklastiká (vulkanogénny horizont Harnobis; Vozárová a Vozár, 1988). V podloží brusnianskeho súvrstvia sú aj tu známe výskyty kryštalinika severného veporika.

Stratigrafické rozpätie mezozoika obalovej sekvencie je skýt až neokóm. Spodnú časť zastupujú kremence lúžňanského súvrstvia spolu s nadložnými piesčitými a sericitickými bridlicami až pieskovcami. Tieto horniny sú zaradené do skýtu. Celková hrúbka môže dosahovať 200–300 m.

Počnúc anisom a končiac neokómom má súvrstvie karbonatické zloženie. Od anisu po karn sú to ramsauské dolomity až dolomitické brekcie. Doger až neokóm tvoria vrstevnaté bridličnaté vápence, v dogeri kremité. Hrúbka karbonatického súvrstvia na mapovanom území môže byť 200–250 m.

Opisované mezozoikum sa pokladá za súčasť krížňanského príkrovu v jeho koreňovej – domovskej oblasti (sensu Jaroš, 1971).

Hranica medzi veporikom a vyššou jednotkou – hronikom – prebieha pozdĺž tektonickej línie sv. od Čačína, smerom k obci Dúbravica. Juhozápadné pokračovanie je skryté pod neovulkanitmi a pravdepodobne smeruje k obci Veľká Lúka.

Hronikum sa vyskytuje v pruhu širokom 1–1,5 km sz. od Čačína. Tvoria ho tri litostratigrafické jednotky:

anis a ladin – sivé, niekedy červíkovité, zriedka rohovcové vápence s vložkami dolomitov; celková hrúbka je 100–200 m;

lunzké vrstvy karnu – zastupujú ich tmavosivé ílovité bridlice s ojedinelými vložkami pieskovcov; hrúbka súvrstvia je do 100 m. Vyskytujú sa v záreze cesty medzi Dúbravicou a Oravcami;

vrchná časť karnu a norik – zastupujú ich sivé dolomity, často brekciovité alebo bunečnaté – hlavný dolomit.

Hronikum bolo zistené aj v údolí Jasenice jv. od kóty Vysoký vrch, v sz. časti mapovaného územia. Táto jednotka je tu z východu prekrytá neovulkanitmi a zo západu príkrovom Drienka. Tvoria ho sivé, miestami brekciovité dolomity a tmavosivé kalové a organodetritické vápence – kössenské vrstvy. Sekvencie sú korelovateľné s bielovážskou sekvenciou a podľa Loserta (1963) ho môžeme zaradiť k hlavnej mase chočského príkrovu.

Ďalšou jednotkou znázornenou na mape je silicikum, známe na danom území ako príkrov Drienka (Losert, 1963; Jaroš, 1965; Jaroš et al., 1966). Vystupujú tu dve sekvencie: a) skýtske "seiské vrstvy" – pestré pieskovce a ílovité bridlice hrúbky 150–200 m. Nachádzajú sa najmä v okolí Vysokého vrchu a východne a severovýchodne od Dolnej Mičinej; b) wettersteinské vápence hrúbky do 50 m. Tieto vápence Biely (1979) zaradil do príkrovu Drienka s vekom ladin.

Všetky tieto tri hlavné tektonické jednotky sú zakryté neovulkanickými komplexmi, ktoré sa formovali v časovom rozmedzí hranica vrchného bádenu – spodný sarmat – stredný sarmat.

Na mape predstavujú územie s rozlohou 420 km^2. Najstaršou neovulkanickou jednotkou je formácia Rohy, ktorá vystupuje na povrch v južnej časti územia v pásme od kóty Rohy, na sever po osadu Iviny, kde sa ponára pod mladšie horniny.

Formácia Rohy je zachovaná v hraniciach vígľašskej depresie, kde je pochovaná pod pliocénnymi uloženinami Slatinskej kotliny (obr. 2). Petrografické zloženie hornín pochovaných vo vígľašskej depresii je rovnaké, ako majú lávové prúdy a extrúzie v miestach, kde vystupujú na povrch, resp. v oblasti Ivín a Rohov. Tieto horniny patria do staršieho, spodnobádenského vulkanizmu s centrami prevažne v Javorí. Na našom území ich tvoria lávové prúdy, extrúzie, intrúzie, pyroklastiká a epiklastiká andezitov s obsahom amfibolu, pyroxénov, biotitu ± kremeň a dioritových a andezitových porfýrov. Po skončení spodnobádenských erupcií časť vulkánu v území vígľašskej depresie poklesla minimálne o 400–500 m. V nasledujúcej prestávke vo vulkanickej činnosti nepoklesnuté segmenty vulkanických hornín boli erodované až na úroveň predvulkanického podložia. V nasledujúcej etape sa erupčná aktivita (na rozhraní vrchného bádenu a sarmatu) v rámci vulkanickotektonickej zóny presunula viac

na sever s centrom v okolí osady Kyslinky. V priebehu asi 0,26 mil. r. vznikal stratovulkán Šútovka (13,32–13,58 mil. r.), ktorý pravdepodobne dosahoval výšku minimálne 1 500 m. V súčasnosti sú zachované z neho len relikty, proximálne fácie do vzdialenosti asi 6 km, mediálne a distálne do 11–20 km od centra. Po skončení erupcií a sformovaní predpokladanej kaldery vulkán Šútovka prešiel do fumarolového postvulkanického štádia aktivity. Nová činnosť sa začala až po dlhej prestávke explóziami ryodacitových pyroklastík formácie Strelníky – člen Bečov, ktoré prerušovane nachádzame na obvode vulkánu. Na východných svahoch, bezprostredne na veporickom kryštaliniku, sú zistené relikty ryodacitových tufov hrúbky niekoľko metrov v podobe izolovaných výskytov. Druhá oblasť výskytu pyroklastík sa nachádza sv. a v. od Detvy, kde ležia buď priamo na granodioritoch, alebo na starších horninách formácie Šútovka v poklesnutom bloku s. od obce Kriváň. V ich nadloží sú redeponované aglomeráty a epiklastiká formácie Abčina.

V sz. časti vulkánu, medzi obcou Hrochoť a osadou Čeljenec, na sz. úpätí hrebeňa Mojžišov vrch, z podložia aglomerátov a epiklastík formácie Abčina v dĺžke asi 12 km vystupuje formácia Strelníky – člen Bečov. V podloží člena Bečov sa zistili horniny vulkánu Šútovka – člen Lvoze.

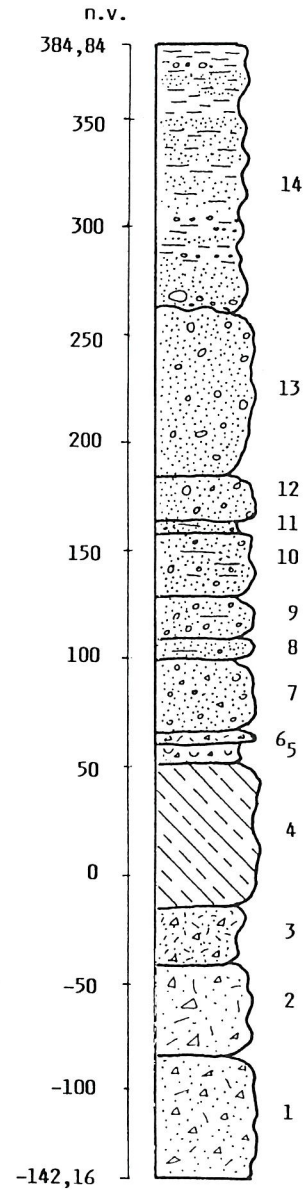
Najvýznamnejšie profily člena Bečov sa vyskytujú medzi Zvolenom a Čačínom. Na tomto území v dĺžke asi 13 km a šírke 1–2 km sú na svahoch v erozívnych zárezoch dobre odokryté jemnozrnné až hrubozrnné pemzové ryodacitové tufy s polohami a šošovkami andezitových zlepencov. Predstavujú uloženiny syneruptívnych a intereruptívnych procesov stratovulkánu Poľana. Tieto tufy sú najdôležitejším korelačným horizontom neovulkanitov Poľany.

Aj v kaldere Bobrovo je dokázaná ryodacitová výplň – extrúzie, lávové prúdy, explozívne brekcie, intrúzie, freatomagmatické tufy, litostratigraficky zaradené do formácie Strelníky – člen Bobrovo. V ich podloží sú navŕtané horniny vulkánu Šútovka.

V sukcesii jednotiek nasleduje formácia Abčina a Veľká Detva, ktoré zastupujú vrchnú stavbu komplexného stratovulkánu Poľana a sú výsledkom postkalderových explozívno-efuzívno-intruzívnych aktivít. V tejto postkalderovej etape vznikla vrchná stratovulkanická stavba – vulkán Veľká Detva, ktorý prekryl staršie jednotky a tým ich uchránil pred eróziou.

Spodnú časť vulkánu Veľká Detva tvorí formácia Abčina s dvoma členmi. Člen Sebedín sa nachádza v periférnej vulkanickej zóne medzi obcami Zolná a Čačín. Tvoria ho horniny výplavového paleokužeľa, ktorého odkryvy sa pozorujú na obidvoch svahoch doliny potoka Zolná v smere S–J, v dĺžke asi 7 km. Medzi horninami prevládajú epiklastické andezitové pieskovce so šošovkami konglomerátov a zriedkavými vrstvami laharov.

Ďalším členom formácie Abčina je člen Hučava. Vyskytuje sa po celom obvode vulkánu Veľká Detva. Leží buď priamo na veporickom kryštaliniku (vý-



chodné svahy vulkánu), alebo častejšie na ryodacitových tufoch člena Bečov, napr. v doline Zolnej a na sz. svahoch medzi obcami Hrochoť a Strelníky. Medzi horninami člena Hučava prevládajú hrubé až blokové lahary a aglomeráty s ojedinelými lávovými prúdmi andezitov, brekcií pyroklastických prúdov a pemzových tufov.

Formácia Veľká Detva je zložená z dvoch členov – člen Šafraníčka sa vyskytuje na malej ploche v rámci erozívnej kaldery. Tvoria ho intrúzie andezitových a dioritových porfýrov.

Člen Kopa predstavuje komplex lávových prúdov, ktoré periklinálne, plášťovito obkolesujú erozívnu kalderu a prekrývajú horniny formácie Abčina. Člen Hučava. Po skončení efuzívnej a intruzívnej aktivity bol stratovulkán Poľana vystavený erózii na dobu 12–12,5 mil. r.

Obr. 2 Litologický profil časti vígľašskej depresie, podľa reinterpretovaného vrtu P-7 (M. Pulec, 1966)
1 – propylitizované redeponované aglomeráty (?) pyroxenicko-amfibolického andezitu (55,4 m), 2 – propylitizované andezitové brekciovité vulkanoklastiká (43,6 m), 3 – intenzívne bentonitizované andezitové vulkanoklastiká do plastického ílu (26 m), 4 – propylitizovaný a rôznou intenzitou bentonitizovaný pyroxenicko-amfibolický andezit, pyritizovaný (65,6 m), 5 – bentonitizované lapilové tufy (10,4 m), 6 – redeponované aglomeráty, pestrofarebné (6 m), 7 – epiklastické pieskovce až konglomeráty pyroxenických a pyroxenicko-amfibolických andezitov, bentonitizované (35 m), 8 – epiklastický pieskovec so slabo opracovanými obliakmi pyroxenických a amfibolicko-biotitických andezitov. Na vrstevných plochách rastlinný detrit (9 m), 9 – piesčitý konglomerát amfibolicko-biotitických, pyroxenických a amfibolicko-biotitických andezitov (20 m), 10 – súvrstvie drobnozrnných konglomerátov pyroxenických andezitov ± granát 31,3 m), 11 – epiklastický pieskovec jemno až hrubozrnný, zvrstvený s ojedinelými obliakmi a rastlinným detritom (4,7 m), 12 – piesčitý konglomerát, slabo opracované fragmenty amfibolicko-pyroxenických andezitov (18 m), 13 – monotónny komplex epiklastických pieskovcov a konglomerátov, hyperstenických amfibolicko-pyroxenických andezitov s biotitom (82 m), 14 – plastické a piesčité íly s vložkami konglomerátov a pieskov (120 m)
Pozn.: celý profil je v rôznom stupni hydrotermálne premenený.

CHARAKTERISTIKA VYČLENENÝCH GEOLOGICKÝCH JEDNOTIEK

PROTEROZOIKUM? – PALEOZOIKUM

Kryštalinikum veporika

Kryštalinikum vystupujúce v rámci regiónu Poľana je tvorené granitoidmi a rôznymi typmi metamorfitov. Z hľadiska alpínskej stavby patrí k tektonickej jednotke veporika. Z hľadiska hercýnskej stavby patrilo pôvodne do dvoch tektonických jednotiek – vrchnej a strednej v zmysle Bezáka (1994).

V severnej časti, patriacej do ľubietovskej a sčasti kraklovskej zóny v zmysle Zoubka (1957), vystupujú hlavne ortoruly, pararuly a amfibolity. Uplatnili sa v nich v rôznom stupni procesy migmatitizácie, ale najmä diaftorézy. Diaftoritické premeny podmienili vznik celej škály hornín od svorových rúl cez svory až po fylonity. Nie je vylúčený ani výskyt progresívne metamorfovaných fylitických hornín (opisované sú najmä v kraklovskej zóne). Južnú časť kryštalinika budujú najmä granitoidy niekoľkých vekových skupín a ich metamorfný plášť. Typickým znakom tejto časti kryštalinika sú produkty permského magmatizmu (porfyrické granitoidy, aplity, granitové porfýry, porfyroidy).

179 biotitické pararuly, miestami migmatitizované

Pararuly sa nachádzajú hlavne v priestore južne od pohorelského zlomu medzi granitmi typu Hrončok a hlavným telesom veporických granitoidov. Okrem toho sa vyskytujú v menšej miere aj severne od tohto zlomu vo forme šupín prevrásnených s nízko metamorfovanými horninami.

Prevládajúcim typom sú biotitické pararuly, menej sa vyskytujú kremité a muskoviticko-biotitické variety a len lokálne variety s grafitom. Miestami obsahujú kremeňovo-živcové žilky (prechod do migmatitov).

Pararuly sú väčšinou drobnozrnné, minerálne zloženie je jednoduché: kremeň, kyslý plagioklas, biotit ± muskovit ± granát. Štruktúra je lepidogranoblastická.

178 amfibolity, amfibolické ruly

Amfibolity sa v predmetamorfnom území vyskytujú pomerne hojne (napr. v strednej časti ľubietovského pásma a v oblasti doliny Osrblianka). Tvoria telesá šošovkovitého tvaru rôznej dĺžky a hrúbky, väčšinou sv.-jz. smeru, paralelne

s bridličnatosťou metamorfitov. Asociujú s orto- a pararulami. Zložením zodpovedajú bežným typom. Hlavné zložky sú amfibol, plagioklas (oligoklas – andezín). Kremeň vystupuje v premenlivom zastúpení. Biotit je väčšinou druhotný. Štruktúry sú granonematoblastické. S pribúdaním kremeňa a biotitu prechádzajú do amfibolických rúl. Vyskytujú sa aj páskované typy amfibolitov a typy s granátom.

176 fylity, svory, chloriticko-muskovitické bridlice, diaftority

Ide pôvodne o pestrú škálu hornín, ktoré sú účinkom procesu metamorfnej konvergencie petrograficky veľmi blízke. Týka sa to najmä pásma hornín v jv. časti Ľubietovského kryštalinika, ktorých vznik bol považovaný tak za diaftoritický (napr. Kamenický, 1977, 1982), ako aj za progresívne metamorfný (Vozár et al., 1982). Relikty pôvodných hornín (pararúl, ortorúl, amfibolitov) svedčia skôr v prospech prvého názoru, s výnimkou najjužnejšieho pruhu fylitov geochemicky výrazne odlišných. Diaftoréza je viazaná najmä na strižné zóny sv.-jz. smeru, v ktorých badať aj veľký účinok hydrotermálnych procesov. Na vek diaftorézy sú nejednotné názory, pravdepodobné však je, že sa uplatnila okrem nespornej alpínskej aj hercýnska.

V závislosti od intenzity diaftorézy vznikli buď diaftoritické svory, alebo fylonity. Svory sú muskovitické a muskoviticko-chloritické miestami s granátom. Typické sú pre ne postkinematické porfyroblasty muskovitu a chloritu. Medzi fylonitmi sa vyskytujú rôzne variety: sericiticko-kremeňové, chloriticko-sericitické, albiticko-chloriticko-sericitické, chloriticko-sericiticko-kremeňové a metaantraciticko-chloriticko-sericitické (Kamenický, 1982).

Fylity najjužnejšieho pásma majú petrografický charakter zhodný s predchádzajúcimi fylonitmi, avšak geochemicky majú výrazne odlišné zloženie. Mohli vzniknúť diaftorézou rúl a amfibolitov, ale za predpokladu výraznej zmeny chemizmu. Iné vysvetlenie je, že vznikli progresívnou metamorfózou iného typu hornín (napr. ílovitých bridlíc s vysokým obsahom Al).

Ďalším typom hornín sú nízko metamorfované horniny v kraklovskej zóne. Vystupujú v pásme medzi granitmi typu Hrončok a ortorulovo-amfibolitovými komplexmi so zvyškami obalu v oblasti Osrblie–Hronec. Pásmo nie je jednotné a vyskytujú sa v ňom aj šupiny rúl. Na genézu týchto hornín boli vyslovené v minulosti rôzne názory, ktoré v podstate oscilujú medzi ich diaftoritickým a progresívno-metamorfným pôvodom (viď Zoubek, 1928, 1930; Kamenický, 1968; Kubíny, 1958; Klinec, 1988; Hraško et al., 1987; Spišiak a Pitoňák, 1990; Čilík et al., 1984). Spomínaní autori opísali ako prevládajúci typ hornín chloriticko-sericitické bridlice, resp. fylonity, ďalej uvádzajú grafitické bridlice a zelené chloritické bridlice. Spišiak et al. (1992) vo fylitoch zistili aj prítomnosť metamorfogénnych sideritov a ankeritov, ktoré indikujú nízkoteplotné metamorfné podmienky.

Naposledy nízko metamorfované horniny v kraklovskej zóne študovali Korikovskij a Miko (1992) a vyčlenili ich ako kraklovskú formáciu, ktorá sa dá metamorfne, vekovo (spodné paleozoikum) a pozične porovnávať s komplexom Jánovho grúňa (Miko, 1981). Prevládajú v nich chloriticko-muskovitické fylity a albiticko-kremeňové metapieskovce (fylity). Základné minerálne zloženie je muskovit (sericit, fengit), chlorit, kremeň, albit, paragonit. Vyskytujú sa aj granáty, najmä spessartínovo-grossulárovo-almandínového zloženia. Na základe uvedených asociácií zaraďujú Korikovskij a Miko (l. c.) metamorfózu týchto hornín do podmienok nižšej časti fácie zelených bridlíc.

177 chloritické bridlice

V komplexe opísaných bridlíc vystupujú aj horniny, ktoré by mohli signalizovať prítomnosť produktov bázického vulkanizmu, metamorfovaných pri nízkych teplotách. Ide o pruhy zelených bridlíc analogickej pozície ako predchádzajúce, kde dominantným minerálom je chlorit. Ďalšie hlavné minerály tvoria muskovit, kremeň, albit. Chlority v týchto bridliciach sa odlišujú od chloritov v metasedimentoch tým, že obsahujú viac Mg a menej Al (Korikovskij a Miko, 1992).

175 pararuly až svorové ruly s polohami ortorúl, v rôznom stupni diaftoritizované

Ich zastúpenie pribúda v južnej časti ľubietovského pásma na úkor ortorúl, ktoré tu už tvoria len menšie polohy. Zároveň stúpa aj množstvo amfibolitov. Pôvodne predstavujú metamorfovaný plášť granitoidov zmenených na ortoruly.

Základným typom sú muskoviticko-biotitické a biotitické pararuly. Sú tmavosivej farby a majú orientovanú lepidogranoblastickú štruktúru. Základné zložky tvorí kremeň, plagioklas (oligoklas-andenzín), biotit, muskovit. Miestami sa vyskytuje granát. Pribúdaním sľúd na úkor plagioklasov sa charakter hornín mení na svorový (svorové ruly až svory). Ich výskyt môže byť vysvetlený účinkom diaftorézy alebo miestami aj zložením protolitu. Už Kamenický (1977, 1982) zistil, že diaftoréza postihla všetky horniny kryštalinika, nie však s rovnakou intenzitou. Najviac sú postihnuté pararuly, najmenej amfibolity a severná časť ortorúl a porfýrov.

174 ortoruly: a) páskované, b) okaté; sporadicky pararuly

Tvoria hlavnú zložku ľubietovského kryštalinika. Ich pôvodný charakter je najviac zachovaný v severnej časti, kde sa stýkajú s horninami permu. Južnejšie podľahli intenzívnym diaftoritickým a hydrotermálnym premenám. Názory na

ich genézu sa niekoľkokrát menili. Na základe posledných výskumov (Petrík, 1996a, b) prikláňame sa k pôvodnému názoru Zoubka (1928) a v súhlase s ním ich považujeme za ortoruly vzniknuté metamorfózou granitoidov. Ich charakter je identický ako majú ortoruly v ďumbierskom pásme Nízkych Tatier (Petrík, l. c.).

Podobne ako v ďumbierskom, tak aj v ľubietovskom kryštaliniku možno vydeliť dva textúrne typy ortorúl – a) páskované a b) okaté ortoruly. Tieto typy vznikli v závislosti od pôvodného protolitu. Štruktúra ortorúl je usmernená lepidogranoblastická s prechodmi do okatej. Túto štruktúru interpretujeme ako deformovanú pôvodne granitovú štruktúru, ktorá obsahovala fenokrysty K živca. Miestami možno pozorovať všesmernú granitovú štrukúru. Deformácia prebiehala za podmienok amfibolitovej fácie a lokálne ju sprevádzala parciálna anatexia.

Ortoruly sú väčšinou strednozrnné, tvorené kremeňom, plagioklasom, K živcom, biotitom a muskovitom. Okaté typy obsahujú porfyroklasty K živcov, ktoré dosahujú veľkosť 1–3 cm. Naložená termická metamorfóza sa prejavuje vznikom priečneho muskovitu a sillimanitu.

V ortorulách sa sporadicky vyskytujú polohy biotitických pararúl, príp. amfibolitov. V určitých zónach cez ne prenikajú telesá granitových porfýrov a dacitov, pravdepodobne permského veku. Naložené tektonicko-metamorfné procesy sa v ortorulách prejavili vznikom rôznych typov svorových rúl až mylonitických bridlíc.

173 biotitické tonality až granodiority (hybridný a sihliansky typ), lokálne porfyrické granitoidy

Do tejto skupiny sú zahrnuté jednak tzv. hybridné granitoidy a jednak telesá mladších sihlianskych typov, ktoré cez ne prenikajú:

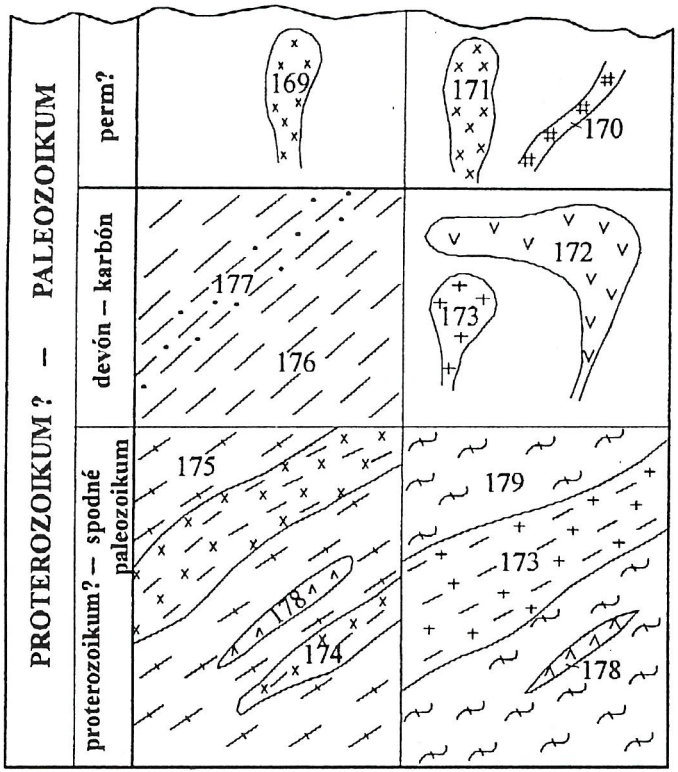
a) základným znakom hybridných tonalitov až granodioritov je nehomogénnosť vyjadrená prítomnosťou biotitových šmúh a rulovými enklávami. Často alternujú s porfyrickými typmi a prenikajú ich aplity a aplitické granity. Prítomné sú aj homogénnejšie partie podobné typu Sihla, ale podľa Bezáka a Hraška (1992) k tomuto typu nepatria. Zvyčajne chýba zelený nádych premenených hornín, ako je to pri type Sihla. Je to odrazom nižšej bazicity plagioklasov. Biotity sú gaštanovohnedej/medovožltej farby, zvyčajne rekryštalizované. K živec je intersticiálny. Akcesorické minerály najčastejšie reprezentuje zirkón (nižšie teplotné typy ako pri type Sihla), apatit, granát, epidot, allanit, titanit. Z Fe-Ti oxidov prevláda ilmenit. Horniny majú zvyčajne vyšší obsah kremeňa ako typ Sihla.

b) biotitické tonality až granodiority typu Sihla sú homogénne a majú pomerne monotónne zloženie. Makroskopicky sú strednozrnité so zelenkastými plagioklasmi, miestami s viditeľnými obálkovitými titanitmi. Ojedinele obsahujú tmavé uzavreniny mafických jemnozrnných enkláv. Plagioklasy objemovo prevažujú, sú hypidiomorfné, často magmaticky zonálne s primárnym zložením

Tab. 2 Stratigrafická tabuľka mezozoika

				silicikum	hronikum		veporikum		
MEZOZOIKUM	jura		malm– doger– lias				**150** sivé, zelenkavé a ružovkasté bridličnaté a kremité vápence		
	trias	vrchný	rét		**145** kössenské vrstvy				
			norik		146 sivé, miestami brekciovité dolomity	**147** hlavné dolomity	**151** karpatský keuper **152** dolomity		
			karn			**148** lunzké vrstvy	**156** dolomitické brekcie a rauvaky	**153** lunzké vrstvy	
		stredný	ladin	wettersteinské vápence		**149** rohovcové vápence s vložkami dolomitov		**155** ramsauské dolomity	**154** dolomitické vápence
			anis						
		spodný	skýt	**142** ryolity a ich vulkanoklastiká **143** pestré pieskovce a ílovité bridlice **144** kremité pieskovce až kremence			**157** verfénske vrstvy **153–161** lúžňanské súvrstvie		

Hercýnske litotektonické jednotky a intrúzie



169 – granitové porfýry a porfyroidy
170–aplitické granity
171–porfyrické granity (typ Hrončok)

173–biotitické tonality až granodiority (sihliansky typ)
172–porfyrické granodiority až granity
176–fylity, svory, chloriticko – muskovitické bridlice
177–chloritické bridlice

173–biotitické tonality až granodiority (hybridný typ)
174–ortoruly
179–biotitické pararuly
178–amfibolity, amfibolické ruly
175–pararuly až svorové ruly

Obr. 3 Litostratigrafická kolónka kryštalinika. Zostavil V. Bezák, 1997

kyslý oligoklas až andezín. Ak je prítomný K živec, je intersticiálny, pertitický, na styku s plagioklasmi s albitovými lemami. Biotit je zvyčajne zelenkavo-hnedej farby, často rekryštalizovaný, s prevahou Mg nad Fe. Častý titanit je idiomorfný (magmatický) alebo dendritický (postmagmatický). Allanit je zvyčajne idiomorfný, lemovaný epidotom. Zirkón a apatit, ako aj magnetit, vystupujú najčastejšie v zhlukoch s biotitom. Z Fe-Ti oxidov dominuje magnetit.

Do tejto skupiny granitoidov zaraďujeme aj biotitické granodiority – tonality vystupujúce v niekoľkých lokalitách v pokračovaní ľubietovského pásma. Z tzv. lieskoveckého ostrova ich opísal napr. Andrusov (1942) a detailnejšie potom Krist (1960). Zistené boli aj vrtmi P-5 a P-10 pri Očovej a Lieskovci v podloží permských arkóz (Vrána, 1966a, b). Geochemicky a petrograficky granodiorit od Lieskovca spracovali Cambel a Walzel (1982) a Macek et al. (1982). Novšie ich skúmali Miko in Dublan et al. (1991). Kamenický in Maheľ (1967a, Kamenický, 1967b) uvádza takéto drobné teleso sz. od Povrazníka a petrograficky ho porovnáva s ďumbierskym trondhjemitom. Iné dva výstupy týchto granitoidov uvádza Losert (1962) na V od Ponickej Huty a 0,5 km sz. od Hrochote. Zaraďuje ich k typu Sihla. Tieto granitoidy vystupujú miestami v asociácii s ortorulami, amfibolitmi a rulami. Styk s permskými arkózami je tektonický.

V minulosti sa usudzovalo, že z hľadiska sukcesie kryštalizácie patria tonality typu Sihla k najstarším fázam hercýnskeho magmatizmu (Bagdasarjan et al., 1986 – 387 mil. r., Rb-Sr izochróna). Podľa najnovších prác Bibikovej et al. (1990) ich vek stanovený U-Pb metódou zo zirkónov je približne 300 mil. r. a sú mladšie ako masy porfyrických granitoidov.

172 porfyrické granodiority až granity, lokálne tonality

Sú väčšinou intenzívne deformované a rekryštalizované s výraznou tvorbou foliácií a lineáciami fylosilikátov. Karlovarsky zdvojčatené bielo-sivé výrastlice K živcov sú menej hojné ako pri type Hrončok. Sú veľké väčšinou do 1–2 cm, rotované. Uzatvárajú poikiliticky biotit, plagioklas a ojedinele aj kremeň. Miestami sú areálne mikroklinizované. Plagioklasy v K živcoch sú čiastočne resorbované a majú albitové lemy. Plagioklasy mali pôvodne zloženie od albitu po kyslý oligoklas. Biotity sú gaštanovohnedé/slamovožlté, s prevahou Fe nad Mg, často je v nich prítomný sagenit. Sú veľmi často rekryštalizované na metamorfované drobnejšie biotity. Ojedinele prítomné veľké lupene muskovitu viazané na plagioklas a K živec sú postmagmatické. Jemnozrnné metamorfované fengity často tvoria pásiky oddeľujúce kremeňovo-živcové partie. Akcesorické minerály reprezentujú: apatit, zirkón, titanit, allanit, miestami aj monazit a ilmenit.

Porfyrické granitoidy predstavujú vyhranený typ granitoidov prevažne s bielymi K živcami (veporský typ v zmysle Krista, 1979a, b). V minulosti sa genéza vý-

rastlíc spájala s procesmi alkalickej metasomatózy. Z geochemického hľadiska dospeli Hovorka a Spišiak (1983) k záveru, že tieto typy nemohli vznikať týmto procesom. Porfyrické granitoidy sa v predmetnom území miestami striedajú s telesami tonalitov buď hybridného, alebo sihlianskeho typu.

?Perm

171 porfyrické granity (typ Hrončok)

Charakteristické sú pre ne výrastlice bielo-sivých až pleťových K živcov a pomerne intenzívna deformácia. Výrastlice K živca sú rotované v drobnozrnnejšej hmote. Sú karlovarsky zdvojčatené, pertitické a často mikroklinizované. Plagioklasy albitového zloženia sú zvyčajne deformované – vytiahnuté, silne premenené za vzniku albitu, klinozoizitu, fengitu a miestami aj granátu. Biotity sú tmavohnedé až slamovo-žlté a sú často rekryštalizované. V niektorých varietách je hojný primárny muskovit. Z akcesórií je prítomný granát, apatit, zirkón, monazit, xenotím, ilmenit, ojedinele allanit.

Zoubek (1936) považoval granit typu Hrončok za kyslejší diferenciát veporidných granitoidov, ktorý porovnával s prašivským typom. Kriedový vek horniny zistený K-Ar metódou správne interpretoval Kantor (1960) tak, že časť Ar pri dislokačnom zbridličnatení mohla uniknúť a tak omladiť skutočný vek horniny. Naproti tomu Kubíny (1959) na základe vystupovania hrončockého granitu v oblasti alpínskej poruchy (pohorelská línia) sa domnieval, že intrúzia využila túto mladú zónu, a je teda alpínska. Výnimočnosť hrončockej žulovej intrúzie v rámci tatroveporíd potvrdzujú aj najnovšie práce Petríka et al. (1995), ktorí zastávajú názor, že ide o neskorohercýnsky granit s tendenciou k typu A, ktorý vznikol tavením litológií ochudobnených o vodu a obohatených o restity.

Datovanie zirkónov (Kotov et al., 1996) poskytlo vek 278 ± 11 mil. r. (vrchný intercept), staršie datovanie zirkónu (Cambel et al., 1977) dalo modelové veky 267 a 255 mil. r. Nový Rb/Sr izochrónový vek pre tri vzorky zo staršieho datovania uvádza Petrík et al. (1995) ako 262 ± 29 mil. r.

170 aplitické granity

Väčšinou ide o žily svetlých drobno- až jemnozrnných granitov, ktoré vystupujú v rulách v blízkosti granitoidných telies alebo v samotných granitoidoch. Neboli zistené jedine v granitoidoch typu Sihla. Možno rozlíšiť tieto typy:

a) aplity – aplitické granity súvisiace s hrončockou granitovou intrúziou. Tvoria roj aplitických žíl do vzdialenosti 2–3 km od hlavného telesa. Petrík

(1996) k nim zaraďuje aj veľmi jemnozrnné variety (mikroaplity), v minulosti považované za leptity. Petrograficky majú tieto horniny syenogranitové až alkalicko-živcovo granitové zloženie (Petrík, l. c.). Sú prítomné biotitické i muskovitické variety. K živce sú vždy xenomorfné, s častými pertitmi. Biotity bohaté na Fe sú xenomorfné až hypidiomorfné a rovnako ako primárny muskovit bývajú zatlačené mladším fengitom spojeným s deformáciou. Ojedinele prítomný almandínovo-spessartínový granát, ktorý dorastá lemami bohatými na grossulárovú zložku.

b) aplitické granity súvisiace s veporským typom granitoidov. Sem zaraďujeme typy s nízkym obsahom biotitu, stredno až drobnozrnné, lokálne s prechodmi do pegmatitov. Zložením zodpovedajú najčastejšie leukomonzogranitom. Pertitický K živec spravidla mierne prevažuje nad kyslým plagioklasom. Plagioklas je vo vývoji od xenomorfného po idiomorfný, často s ohnutými albitickými lamelami. Lupene hojného muskovitu sú často deformované. Undulózny kremeň je xenomorfný, často rekryštalizovaný.

169 granitové porfýry, porfyroidy

Granitové porfýry, menej granodioritové porfyrity s mikrogranitovou a mikroaplitovou základnou hmotou a výrastlicami kremeňa i živcov, miestami zmenené na porfyroidy, vystupujú v ľubietovskom kryštaliniku vo viacerých pruhoch. V starších prácach Zoubeka (napr. 1928, 1931a, b) sú považované za prívodné kanály permského vulkanizmu, ktorého produkty sa nachádzajú v ľubietovskom perme. Kamenický (1968) ich považuje za subsekventný až finálny vulkanizmus viazaný na pohyby saalskej fázy. Chýba detailné odčlenenie granitových porfýrov ako intruzívnych telies od prípadných metamorfovaných kyslých vulkanitov (porfyroidov). Porfýry a porfyroidy naposledy študoval Petrík (1996a, b) a potvrdil ich subvulkanický a vulkanický charakter.

Nálezy týchto typov hornín v obliakovom materiáli vo vrchnopermskom predajnianskom súvrství (Vozárová, 1979) naznačujú ich spodnopermský vek, ako to predpokladajú aj staršie názory. Významné je zistenie Brosku et al. (1993a, b), že zirkóny dacitov ľubietovského permu a porfyroidov majú rovnakú typológiu.

Horniny sú sivej farby, buď masívnej, alebo usmernenej textúry s okami (výrastlicami) hlavne kremeňa. Hlavnými minerálmi sú kremeň a živce, sporadicky je prítomný biotit. Kremeň je často magmaticky korodovaný. Vývoj lištovitých plagioklasov poukazuje na kryštalizáciu v subvulkanických podmienkach (Petrík, 1996). Matrix je viac alebo menej rozkryštalizovaný a tvorený jemnozrnným agregátom kremeňa, živcov a sericitu.

Spodný – vrchný perm

Ľubietovská skupina

Brusnianske súvrstvie – spodný–vrchný perm

Základnými znakmi brusnianskeho súvrstvia sú: 1. úplná prevaha klastických sedimentov piesčitej zrnitosti; 2. prítomnosť vulkanického horizontu približne v jeho strednej časti (vulkanogénny horizont Harnobisu).

Sedimenty brusnianskeho súvrstvia sú pomerne monotónne sfarbené, majú v prevahe svetlosivé a svetlozelenosivé farby. Výnimku tvoria hrubozrnné piesčité sedimenty z nadložia vulkanogénneho horizontu Harnobisu, ktoré obsahujú úlomky vulkanického materiálu fialovosivej farby.

Brusnianske súvrstvie dosahuje hrúbku 100–750 m, z toho vulkanogénny horizont Harnobisu je hrubý 150–200 m.

Vnútorná stavba sedimentov brusnianskeho súvrstvia je charakteristická slabo vyvinutou cyklickosťou. Masy prevažne hrubozrnných pieskovcov tvoria hrubé vrstvy (2,0–2,5 m), v ktorých je usporiadanie sedimentárnych častíc chaotické alebo horizontálne. Tomu zodpovedá i slabá minerálna a štruktúrna zrelosť týchto pieskovcov.

V rámci jednotlivých vrstevných telies možno pozorovať aj gradačné zvrstvenie. V bazálnych častiach gradačne usporiadaných vrstevných telies sa veľmi často nachádzajú dobre opracované obliaky vretenovitého tvaru, dosahujúce veľkosť až 10–15 cm. Majú petrografické zloženie leukokratných žúl, mikrogranitov, aplitov, kremeňa. Vypĺňajú erózne nerovnosti a plytké erózne kanály na povrchových plochách podložných vrstiev. Vzácne je zachovaná nevýrazná imbrikácia obliakov z oboch strán eróznych korýt (zvyšky dnovej výplne korýt).

Všeobecne je brusnianske súvrstvie zložené z množstva nad sebou sa opakujúcich tabulárnych telies pieskovcov a drobnozrnných piesčitých zlepencov nerovnomernej hrúbky. Vzájomné kontakty vrstiev sú obvykle erozívne. Okrem toho sú bežné vrstevné telesá šošovkovitého tvaru, tvorené zle opracovanými drobnozrnnými zlepencami.

Charakteristickým znakom brusnianskeho súvrstvia je neprítomnosť jemnozrnných prachovcových, prípadne ílovcových sedimentov.

Dôležitým záznamom o synsedimentárnej tektonickej aktivite sú prejavy vulkanickej činnosti. V období sedimentácie brusnianskeho súvrstvia došlo k jej prvým prejavom v podobe malých, smerne sa vykliňujúcich šošoviek dacitových tufov následne po začatí klastickej sedimentácie (výskyty sv. od osady Podlipa pri Ľubietovej a v doline Brzáčky jv. od kúpeľov Brusno).

Hlavnú fázu vulkanickej činnosti predstavuje vulkanogénny horizont Harnobisu (Vozárová, 1979), ktorý rozčleňuje brusnianske súvrstvie na spodnú a vrchnú časť.

Vulkanogénny horizont Harnobisu dosahuje hrúbku 150 až 200 m. Pozostáva z výlevov vulkanických hornín prevažne dacitového zloženia, ktoré sú sprevádzané pyroklastickými tufmi – ignimbritmi. Objemovo prevládajú pyroklastiká nad výlevmi vulkanitov. Vulkanogénne horniny sa v ďalšom procese rozrušovali, roznášali ich povrchové činitele a usadzovali sa v ďalšej časti vlastného sedimentačného bazéna.

Výlevy vulkanitov majú malú hrúbku, niektoré z nich majú charakter podpovrchových plytko uložených dajok. Striedajú sa vo vertikálnom reze s viacnásobne sa opakujúcimi tabulárnymi telesami ignimbritov.

Vrstevnatosť je nevýrazná, charakterizujú ju pomerne hrubé vrstvy. Sedimenty majú masívnu textúru, zriedka možno pozorovať horizontálne zvrstvenie. Lokálne, v najvrchnejších častiach, možno pozorovať gradačné zvrstvenie so zjemňovaním do vrchných častí, kde sú miestami vyvinuté tenké vložky sivých piesčitých a aleuritových bridlíc. Bridlice vo všeobecnosti chýbajú, ak sa aj pelitové sedimenty vytvorili, boli rýchlo rozrušené. Erozívne kontakty sú indikované intraklastmi sivých pelitov.

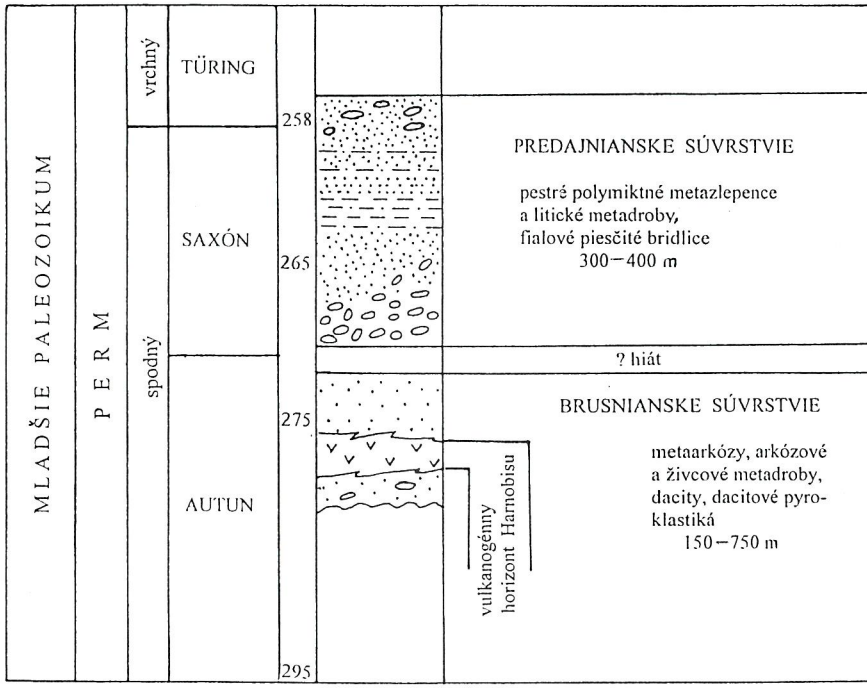
V drobách možno pozorovať úlomky minerálov a drobné litické úlomky, pochádzajúce z granitoidov a kryštalických bridlíc, ale predovšetkým sú tu rozlične veľké úlomky vulkanických hornín, litoklasty dacitov, dacitových tufov a tufitov. Ide o rozrušený materiál z vulkanických produktov nahromadených na priľahlej obnaženej časti okraja bazéna. Minerálny detrit je zložený z kremeňa, draselného živca, plagioklasu a muskovitu, k tomu pristupujú novotvorené minerály v základnej hmote – sericit, chlorit a kremeň. Z rudných minerálov je tu hematit, z akcesorických minerálov zirkón a apatit. Osobitne treba zdôrazniť prítomnosť mladších kremenných a kremeňovo-karbonátových žíl, niekde s chloritom, inde s turmalínom.

168 ryolity a ich vulkanoklastiká

Ako ekvivalent horizontu Harnobisu v západnom pokračovaní ľubietovského pásma osobitne v tzv. lieskovskom ostrove Miko (1991) vymedzil (pre mapu 1 : 25 000, list Očová) acidné vulkanické horniny nazvané „porfyroidy, kremenné porfýry". Ide o ryolity a ich vulkanoklastiká, tufy a tufity, ktoré sú obdobného charakteru ako ryolity v hlavnom horizonte Harnobisu. Rozdiel je v tom, že v lieskovskom ostrove absentujú ignimbritové lávy a dacity. Ryolity tvoria masívnejšie výlevné telesá hrubé 1–5 m, striedajúce sa s vložkami tufov a tufitov. Petrografický charakter je identický s opisom vo vysvetlivke 166b.

167 živcové a arkózové droby

Sú to sedimenty prevládajúce nielen v spodnej časti brusnianskeho súvrstvia, ale v celom súvrství. Majú sivú a sivozelenú farbu a zložené sú prevažne zo žulového



Obr. 4 Litostratigrafická schéma mladšieho paleozoika severného veporika (zostavila A. Vozárová, 1997)

detritu, štruktúrne slabo vytriedené. Percentuálne zastúpenie základnej hmoty je 20–30 %, niekde i viac. Piesčitý materiál je ostrohranný, granulometricky nevytriedený. Minerálne zloženie: kremeň, plagioklas, draselný živec (ortoklas, menej mikroklin), mikropertit, biotit, muskovit. V bazálnej časti hrubých vrstiev sa nachádzajú zhluky obliakov veľkých najviac 10–12 cm. Ide o granity, aplity, pegmatity, zriedkavo o horniny pripomínajúce ruly. Intraklasty sericitických bridlíc na báze vrstiev indikujú erózne procesy. Základná hmota živcových a arkózových drôb je zložená z jemnokryštalického agregátu sericitu a kremeňa. Prejavy hydrotermálnej mineralizácie: sericitizácia, chloritizácia, hydrotermálna karbonatizácia. Rudné minerály: chalkopyrit, hematit. Akcesorické minerály: apatit, rutil, ilmenit, zirkón.

166a vulkanoklastiká, tufitické sedimenty, tufity s hrubými úlomkami dacitov a ryolitov

Podstatnú časť horizontu Harnobisu predstavujú zmiešané typy sedimentov. Sú to bridličnaté, zväčša sivé a sivozelené, zriedkavo sivofialové piesčité sedimenty

s variabilným podielom vulkanogénneho materiálu, prevažne v rozmedzí 30 až 80 %. Okrem prevahy kryštaloklastov je tu veľký podiel litoklastov pieskovej zrnitosti. Tie vystupujú v nadloží efuzívneho telesa. Vulkanogénny materiál bol hlavne vo vrchných častiach horizontu prepracovaný v procese transportu. Ide o úlomky rozrušených vulkanických hornín. Drobné efuzívne telesá dacitov uprostred vulkanoklastík neboli osobitne vymedzené. Tieto dacity majú charakter obdobný ako dacity a dacitové tufy, ktoré už boli opísané. V nadloží efuzívnych telies vystupuje obvykle horizont s blokmi dacitov veľkými 30–50 cm, tvarom pripomínajúcimi vyvrhnuté bomby väčšinou oválneho, elipsovitého tvaru. V ostatnom tufitovom materiáli sú uložené chaoticky. Tieto fragmenty sú často nepravidelne polámané. Ich pôvod možno dávať do súvislosti priamo s erupciou a uložením vulkanoklastického materiálu v blízkom okolí, s následným rozrušením a redepozíciou.

Zloženie tufitických sedimentov a tufitov je monotónne. Z vulkanogénneho materiálu sú to kryštaloklasty kremeňa a plagioklasov (An_{26-28}), ďalej biotit, a mikropertit. Litoklasty: úlomky dacitov. Materiál nevulkanického pôvodu je prevažne z drôb arkózových vakov.

166b ryolity, dacity a ich tufy

Vystupujú väčšinou spolu ako jeden člen horizontu Harnobisu. Prevládajú tufy s menšími telesami dacitov. Miestami sú dobre zachované ignimbritové textúry.

Ryolity a dacity majú prevažne afanatickú textúru s drobnými výrastlicami (do 1 mm). Štruktúra základnej hmoty je mikrokryštalická. Výrastlice sú tvorené plagioklasom, menej biotitom, len sporadicky kremeňom. Plagioklasy majú bazicitu oligoklasu–andezínu a tvoria zrasty podľa albitového periklinového zákona, inde prerastlice. Sú sericitizované. Biotit je chloritizovaný, limonitizovaný. Z tmavých minerálov sa ojedinele našli ešte pseudomorfózy chloritu po amfiboloch (zachované obmedzenie, štiepateľnosť). Základná hmota je mikrokryštalická, bohatá na sekundárne minerály: sericit, chlorit, menej epidot. Akcesorické minerály: apatit, titanit.

Ryolitové a dacitové tufy sú kompaktné jemnozrnné horniny s dobre viditeľnou bridličnatosťou, zelenosivej a fialovosivej farby. Štruktúra je blastolitokryštaloklastická a blastokryštaloklastická. Kryštaloklasty: plagioklasy, biotit, kremeň, mikropertity. Premeny: chloritizácia, epidotizácia. Litoklasty: útržky mikrokryštalickej vulkanickej hmoty, v ktorej bývajú zachované aj výrastlice plagioklasov. Základná hmota tufov je nerovnomerne zrnitá, rekryštalizovaná, zložená zo sericitu, kremeňa, chloritu, epidotu, hematitového pigmentu a jemnozrnnej sklo-popolovej hmoty. Z akcesorických minerálov sa zistil apatit, zirkón a titanit.

165 droby s prímesou vulkanoklastického materiálu

Vystupujú vo vrchnej časti brusnianskeho súvrstvia, spravidla nad horizontom Harnobisu a v podloží predajnianskeho súvrstvia. Droby s prímesou vulkanoklastického materiálu sú prevažne strednozrnné, sivej, sivozelenej, zriedkavo sivofialkastej farby. Štruktúrne sú nevytriedené, príp. len veľmi slabo vytriedené, čo súvisí jednak priamo s erupciou a uložením materiálu v blízkom okolí, a jednak s jeho rozrušením a redepozíciou.

Zloženie tufitických sedimentov a tufitov je monotónne. Z vulkanogénneho materiálu sú to kryštaloklasty kremeňa a plagioklasov (An_{26-28}), dalej biotit, mikropertit a litoklasty dacitov. Materiál nevulkanického pôvodu je kremeňovo-živcový, arkózový.

Vrchný perm

Predajnianske súvrstvie

Predstavuje súbor klastických sedimentov, ktorý dosahuje hrúbku okolo 300 až 400 m.

Základné znaky predajnianskeho súvrstvia sú: cyklická stavba rádu megacyklov, výrazné vertikálne a laterálne zmeny v litologickom zložení sedimentov, pestrosť v zafarbení sedimentov, polymiktný charakter klastického materiálu, chýbanie prejavov synsedimentárnej vulkanickej činnosti.

Bazálnu časť predajnianskeho súvrstvia tvoria hrubozrnné polymiktné zlepence, ktoré dosahujú hrúbku 50–100 m. Polymiktné zlepence sú v smere do stratigrafického nadložia pozvoľna vystriedané pieskovcami. Cyklus je zakončený súborom vzájomne sa zamieňajúcich piesčitých bridlíc a drobnozrnných pieskovcov.

Farba sedimentov predajnianskeho súvrstvia je prevažne fialová, fialovosivá. Smerom do predpokladaného centra pôvodného sedimentačného bazéna pribúdajú sedimenty so sivým, ojedinele až tmavosivým zafarbením (profily vrtov LU-1, LU-2, LU-3 in Ilavský et al., 1995).

164 polymiktné zlepence, piesčité zlepence

Vystupujú v bazálnej časti prvého a druhého megacyklu. Zlepence prvého megacyklu sú stredno- a hrubozrnné, veľmi slabo granulometricky vytriedené. Okrem prevládajúcej zrnitostnej frakcie veľkosti 1–3 cm vystupujú tu balvany veľké až 30 cm. Farba zlepencov je fialová, fialovosivá a sivá. Zastúpenie obliakov so zreteľom na základnú hmotu je v rozmedzí 60–70 %, miestami len 20–40 %. Opracovanosť obliakov je 0,36–0,37 v zmysle jednotiek Krumbeina (1941). Obliakový

materiál: kremeň, granitoidy, granitové aplity, granitové pegmatity, mikrogranity, paleoryolity, paleodacity, paleoandezity, paleodacitové a paleoryolitové tufy, svory, pararuly, ortoruly, turmalinické horniny. Základná hmota zlepencov je metamorfne usmernená a rekryštalizovaná. Piesčitý detrit v nej má obdobné zloženie ako pri litických drobách. Pôvodná ílová zložka je zmenená na sericit a chlorit. Častý je hematitový – limonitový pigment. Základná hmota je bazálneho i pórového typu. Zlepence sú obvykle nevrstevnaté. Vo vnútornej štruktúre však badať horizontálne zvrstvenie, vzácne hrubé gradačné zvrstvenie.

Zlepence vrchného – druhého megacyklu majú obliaky veľké 1–3 cm, ich obsah je vo vzťahu k základnej hmote v oblasti Ľubietová – Brusnianka len pod 30 %. Možno tu sledovať striedanie sa litotypov zlepenec – piesčitý zlepenec – zlepencový pieskovec. V porovnaní s prvým horizontom stúpa hodnota opracovanosti, a to až na 0,48 (podľa Krumbeina, 1941). Časté sú v nich vložky litických drôb i piesčitých bridlíc. V zložení obliakového materiálu a materiálu základnej hmoty sa práve na liste Strelníky zvyšuje podiel vulkanických hornín a granitoidov.

163 litické droby

Dominantným znakom týchto hornín je nízky stupeň mineralogickej a štruktúrnej zrelosti. Prevláda fialovosivá a zelenosivá farba. Zafarbenie je odrazom pôvodného zloženia, najmä obsahu hematitového pigmentu. Litické droby sú drobno- až strednozrnné, dobre vrstevnaté. Sú tlakovo deformované a majú výraznú vrstvovú bridličnatosť. Smerom do nadložia sa zvyšuje stupeň minerálnej zrelosti. Na zložení litických drôb sa podieľajú úlomky hornín: granitoidy, granitové aplity, kryštalické bridlice (ruly, svory), turmalinické horniny, ojedinele úlomok hematitového kvarcitu a úlomky vulkanických hornín pôvodom evidentne zo staršieho paleozoika, ale aj z vulkanogénneho horizontu Harnobisu. Minerály: kremeň (vulkanogénny, magmatogénny, hydrotermálny), plagioklas, draselný živec, muskovit, biotit; opakové minerály: ilmenit, hematit; akcesorické minerály: zirkón, apatit, titanit, rutil, turmalín.

Základná hmota je metamorfne usmernená a rekryštalizovaná za vzniku kremeňa, sericitu, chloritu, rutilu, turmalínu. Veľmi často vystupuje hematitový pigment, ktorý ovplyvňuje aj zafarbenie horniny.

162 piesčité a aleuritové bridlice

Komplex rytmicky sa striedajúcich aleuritových bridlíc, drobnozrnných piesčitých bridlíc a polôh drobnozrnných pieskovcov. Farba komplexu je prevažne fialová a fialovosivá. Vrstevnatosť dobre vyvinutá, zvrstvenie horizontálne, prípadne slabo vlnité, tiež šošovkovité. Detrit piesčitej a aleuritovo-pelitovej veľkosti.

Medzi hrubými zrnami sú kremeň (magmatogénny, vulkanogénny, hydrotermálny), plagioklas, draselný živec, muskovit, biotit. Sú tu opísané aj úlomky, a to granitoidy, kryštalické bridlice a vulkanické horniny. V porovnaní s inými horizontmi predajnianskeho súvrstvia je nepomerne nižší podiel litických úlomkov. Z novotvorených minerálov dominujú sericit a chlorit.

MEZOZOIKUM

Mezozoikum sa rozkladá medzi obcami Hrochoť, Poniky, Dolná Mičiná, Dúbravica, Čerín, Povrazník, Ľubietová a Osrblie.

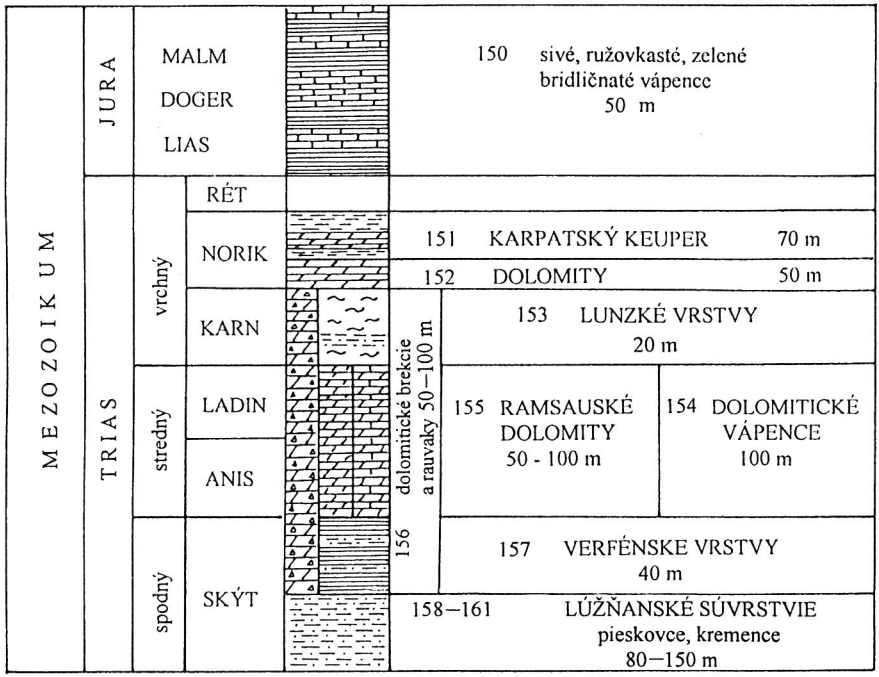
Najvyšší chrbát mezozoika tvorí zóna medzi Osrblím a Žliabkom (1 129 m).

Nápadne mierne zvlnená depresia v okolí Poník a Dúbravice, označovaná ako Ponická kotlina (Losert, 1960), je severovýchodným výbežkom zvolenskej panvy. Morfologickou kostrou oblasti južne od Hrona je hrasť ľubietovskej zóny Losert (l. c.), ktorú charakterizuje morfologicky produktívne lúžňanské súvrstvie. V juhovýchodnej časti sa terén z tohto chrbta smerom na severozápad prudko rozširuje do Ponickej kotliny. Kotlina je lemovaná výrazným chrbtom Drienka, tvoreným kryhou strednotriasových wettersteinských vápencov a radom pahorkov, budovaných werfénom Losert (l. c.) a stredným triasom. Ponickú kotlinu odvodňuje potok Zolná do zvolenskej panvy. V oblasti Čačína je potok Zolná rozvetvený na celý rad prítokov vyvierajúcich v oblasti okraja Ponickej kotliny.

Veporikum je najrozšírenejšou tektonickou jednotkou na mapovanom území. Je zložené z kryštalinických permsko-mezozoických hornín. Stratigrafické rozpätie veporického mezozoika je skýt až neokóm. Spodnú časť zastupujú kremence lúžňanského súvrstvia spolu s nadložnými piesčitými a sericitickými bridlicami až pieskovcami. Tieto horniny sú zaradené do skýtu. Celková hrúbka môže dosahovať 200–300 m.

Počnúc anisom a končiac neokómom má súvrstvie karbonátové zloženie. Od anisu po karn sú to ramsauské dolomity až dolomitické brekcie. Doger až neokóm tvoria vrstevnaté bridličnaté vápence v dogeri kremité. Hrúbka karbonátového súvrstvia na mapovanom území môže byť 200–250 m. Mezozoikum sa pokladá za súčasť krížňanského príkrovu. Hranica medzi veporikom a vyššou jednotkou – hronikom – prebieha pozdĺž tektonickej línie severovýchodne od obce Čačín, smerom k obci Dúbravica. Juhozápadné pokračovanie je skryté pod neovulkanitmi a pravdepodobne smeruje k obci Veľká Lúka. Hronikum sa vyskytuje v pruhu širokom 1–1,5 km severozápadne od Čačína. Príkrov hronika tvoria tri litostratigrafické jednotky, ktoré na mape neboli rozčlenené. Anis a ladin – sivé, niekedy červovité, zriedka rohovcové vápence s vložkami dolomitov. Celková hrúbka je 100–200 m.

Lunzké vrstvy karnu zastupujú tmavosivé ílovité bridlice s ojedinelými vložkami pieskovcov, hrúbka súvrstvia je do 100 m. Vyskytujú sa v zárezе cesty medzi

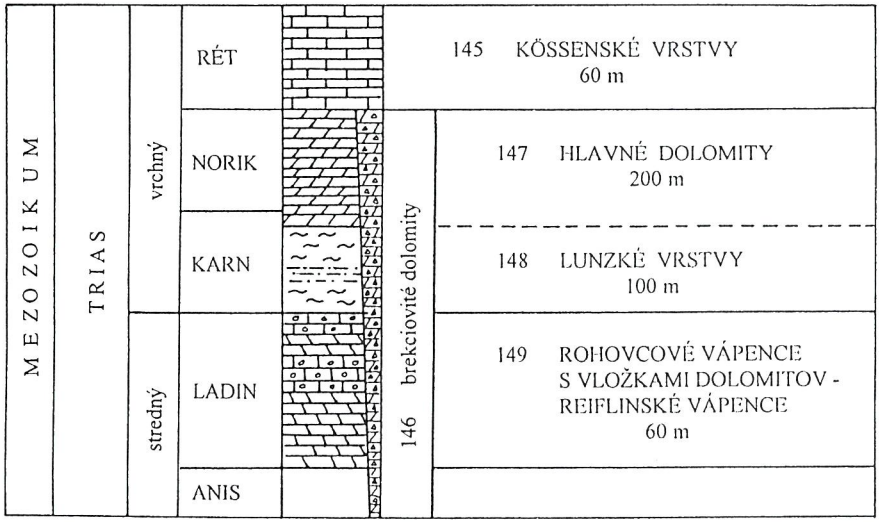


Obr. 5 Litostratigrafická kolónka veporika Poľany a časti Zvolenskej kotliny (zostavil A. Bujnovský, 1997)

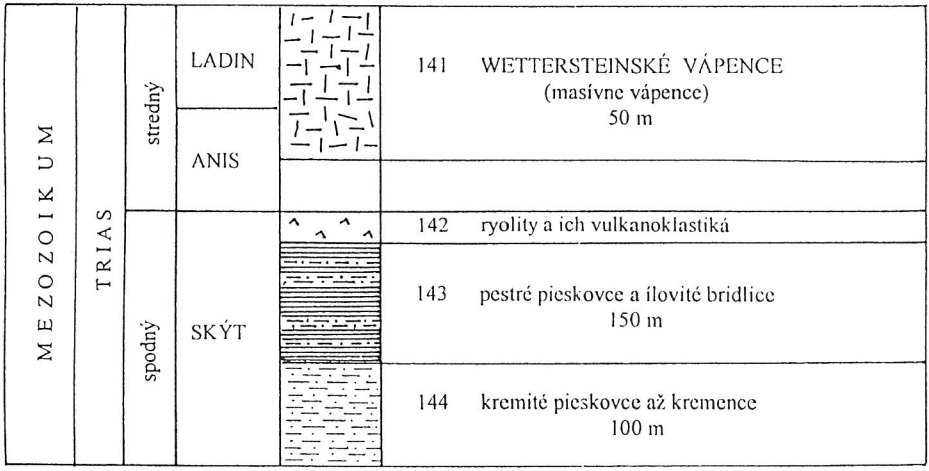
Dúbravicou a Oravcami. Vrchnú časť karnu a norik zastupujú sivé dolomity, často brekciovité alebo bunečnaté – hlavný dolomit.

Príkrov hronika bol zistený aj v údolí Jasenice juhovýchodne od kóty Vysoký vrch. Táto jednotka je na východe prekrytá neovulkanitmi a na západe príkrovom Drienka. Hronikum tu tvoria sivé, miestami brekciovité dolomity a tmavosivé kalové organodetritické vápence – kössenské vrstvy. Súvrstvie hronika je korelovateľné s bielovážskou sekvenciou a možno ho zaradiť k hlavnej mase chočského príkrovu.

Ďalšou jednotkou zistenou na mape je silicikum, známe v danom území ako príkrov Drienka. Vystupujú tu dve jednotky – skýtske "seiské vrstvy" – pestré pieskovce a ílovité bridlice s hrúbkou 150–200 m. Nachádzajú sa v okolí Vysokého vrchu východne a severovýchodne od Dolnej Mičinej. Druhým členom silicika sú wettersteinské vápence s hrúbkou do 50 m. Tieto vápence Biely (1979) zaradil do príkrovu Drienka s vekom ladin. Obe tieto hlavné tektonické jednotky sú zakryté vulkanickým komplexom.



Obr. 6 Litostratigrafická kolónka hronika Poľany a časti Zvolenskej kotliny (zostavil A. Bujnovský, 1997)



Obr. 7 Litostratigrafická kolónka silicika Poľany a časti Zvolenskej kotliny (zostavil A. Bujnovský, 1997)

Tab. 2 Stratigrafická tabuľka mezozoika

<table>
<tr><td rowspan="8">MEZOZOIKUM</td><td></td><td></td><td></td><td colspan="2">silicikum</td><td colspan="2">hronikum</td><td colspan="3">veporikum</td></tr>
<tr><td>jura</td><td></td><td>malm–
doger–
lias</td><td colspan="2"></td><td colspan="2"></td><td colspan="3">150 sivé, zelenkavé a ružovkasté bridličnaté a kremité vápence</td></tr>
<tr><td rowspan="6">trias</td><td rowspan="3">vrchný</td><td>rét</td><td colspan="2"></td><td colspan="2">145 kössenské vrstvy</td><td colspan="3"></td></tr>
<tr><td rowspan="2">norik</td><td rowspan="3" colspan="2"></td><td rowspan="3">146 sivé, miestami brekciovité dolomity</td><td>147 hlavné dolomity</td><td colspan="3">151 karpatský keuper
152 dolomity</td></tr>
<tr><td rowspan="2">karn</td><td>148 lunzké vrstvy</td><td rowspan="3">156 dolomitické brekcie a rauvaky</td><td>153 lunzké vrstvy</td><td></td></tr>
<tr><td rowspan="2">stredný</td><td rowspan="2">ladin</td><td rowspan="2">wettersteinské vápence</td><td rowspan="2">149 rohovcové vápence s vložkami dolomitov</td><td rowspan="2">155 ramsauské dolomity</td><td>154 dolomitické vápence</td></tr>
<tr><td>anis</td><td></td></tr>
<tr><td>spodný</td><td>skýt</td><td colspan="2">142 ryolity a ich vulkanoklastiká
143 pestré pieskovce a ílovité bridlice
144 kremité pieskovce až kremence</td><td colspan="2"></td><td colspan="3">157 verfénske vrstvy
153–161 lúžňanské súvrstvie</td></tr>
</table>

Veporikum

Na mape je to najhlbšia tektonická jednotka vnútorných Západných Karpát. Na väčšine územia tvorí bezprostredné podložie neogénnych vulkanicko-sedimentárnych formácií. Termínom veporikum označujeme, tak ako Andrusov (1960), hlavnú tektonickú jednotku vnútorných Západných Karpát, zloženú z veporického kryštalinického permsko–mezozoického pásma (medzi čertovickou a ľubeníckou líniou). Veporikum na mape reprezentuje najzápadnejšiu obnaženú časť ľubietovského pásma. Vzhľadom na skutočnosť, že za západné pokračovanie čertovickej línie mnohí autori, napr. Maheľ et. al. (1964), považujú líniu Osrblianky [sensu Kamenický, 1977 (krížňanská línia) sensu Zapletal, 1930], sa toto konštatovanie môže javiť ako rozporné. V skutočnosti náhľad na tektonickú príslušnosť ľubietovského pásma bol rozporný od čias, keď sa toto pásmo vyčlenilo. Kryštalinikum a jeho permsko-spodnotriasový obal, vystupujúce východne od línie Čačín – Dúbravica, boli v tridsiatych rokoch považované za súčasť nízkotatranskej zóny tatrika (Zoubek, 1931; Matějka a Andrusov, 1931). Výskumy Loserta (1963) a Jaroša (1960) však potvrdili, že kryštalinikum a perm ľubietovského pásma sú normálnym podložím mezozoika krížňanského príkrovu, t. j., že sú súčasťou jednej tektonickej jednotky – veporika. (Podrobný rozbor tejto tematiky pozri Biely in Vozár et al., 1982).

161 lúžňanské súvrstvie: kremence (spodný trias)

V širokom okolí obce Hrochoť sa na svahoch vyskytujú kremence lúžňanského súvrstvia, ktoré bolo zmapované podľa blokov a úlomkov v delúviu. Odkryvy sa na danom území nevyskytujú.

160 lúžňanské súvrstvie: kremité zlepence (spodný trias)

Zlepence sú bazálnym členom lúžňanského súvrstvia, ležia na podložnom verukáne angulárne diskordantne. Veľmi dobre sú odkryté v lome na západnom svahu Skalky (574,2) juhojuhozápadne od Ľubietovej. Hrúbka zlepencovej polohy je 10 m. Obliaky na báze dosahujú veľkosť až 8 cm, majú väčšinou vretenovitý tvar a sú orientované subparalelne s plochou vrstevnatosti. Prevládajú kremenné brekcie a zlepence.

Biely a červený kremeň miestami prevláda až na 90 %. Úlomky kryštalických bridlíc a sedimentov sú subangulárne. Okrem toho obsahujú obliaky čiernych lyditov, sericitických arkóz a pieskovcov, osobitne úlomkov (až 15 cm) zelených sericitických bridlíc. Vzácnejšie sú zastúpené úlomky porfyroidov, aplitov a kryštalických bridlíc svorového a pararulového charakteru. Túto zlepencovú polohu možno sledovať vo vzdialenosti asi 7 km na báze kremencového súvrstvia.

159 lúžňanské súvrstvie: kremenné arkózovité pieskovce až kremence (spodný trias)

Je to morfologicky produktívne súvrstvie, ktoré buduje rad pahorkov a chrbtov. Ich úpätia sú pokryté rozsiahlymi sutinami. Hrúbka pieskovcového súvrstvia je okolo 80 až 120 m. V tektonicky exponovaných miestach prechádzajú kremence do bridličnatých kvarcitov. Arkózovité pieskovce majú kaolinizované živce, lokálne však možno určiť draselný živec alebo plagioklas (oligoklas – albit, oligoklas – andezín). Kremence sú tvorené klastickými kremennými zrnami, v ktorých zrnitosť kolíše od 0,2 do 2 mm, alebo kremeňom, ktorý vznikol ich rekryštalizáciou. Kremeň je undulózny. Zriedkavejšie je zastúpený živec, muskovit alebo chlorit, z ťažkých minerálov apatit, zirkón, granát, turmalín, epidot, hematit, magnetit alebo rutil. Tmel je prevažne kremenný, s prímesou sericitu. Súvrstvie, ktoré je hrubé 80–120 m, sa považuje za skýtske, zložením sa dobre zhoduje so súvrstvím krížňanského príkrovu. Podrobne je opísané v práci Loserta (1963).

158 lúžňanské súvrstvie: pleťovosivé a svetlé drobnozrnné pieskovce, siltovce, piesčité bridlice (spodný trias)

Ide o hrubé súvrstvie zelenosivých, paleontologicky sterilných bridlíc, ktoré obsahujú šošovkovité vložky žltohnedých kremenných pieskovcov. Prechod do bridlíc je náhly. V bridliciach sa objavujú iba drobné vložky pieskovcov hrúbky 0,2–1,5 cm. Petrograficky ide o horniny stromatitického charakteru, v ktorých sa striedajú laminy prachových bridlíc a piesčitých bridlíc s ílovitou zložkou.

157a verfénske vrstvy – pieskovce, piesčité bridlice a ílovité bridlice (skýt)
157b verfénske vrstvy zakryté kamenitým delúviom

Pod rozsiahlymi sutinami tvorenými kremencami lúžňanského súvrstvia možno lokálne identifikovať východy sivozelených sericitických, viac-menej piesčitých bridlíc. Toto súvrstvie však tvorí široký pruh v nadloží kremencov, ktorý sa začína východne od Dúbravice a cez Ponickú Hutu pokračuje do oblasti Ľubietovej. V uvedenom pruhu majú silnú prevahu bridlice nad pieskovcami, zatiaľ čo v drobných východoch uprostred sutiny medzi Medvedincom a Chochuľkou v sericitických a kremitých bridliciach je hodne vložiek jemnozrnných kremenných pieskovcov. Oba typy sú slabo metamorfované, miestami silno zvrásnené a majú hodvábnoleskłé plochy bridličnatosti. Súvrstvie dosahuje hrúbku do 200 m a zaraďuje sa do skýtu. Podrobný opis je v práci Loserta (1963).

156 dolomitické brekcie a rauvaky (skýt – karn)

Na svahoch údolia ľavostranného prítoku Zolnice sa vyskytuje niekoľko drobných východov sivých až tmavosivých dolomitov. Dolomity majú miestami brekciovitú povahu a pripomínajú dolomitické brekcie a rauvaky. Ich pozícia v spodnotriasovom prostredí nie je jednoznačná a nepochybujeme, že predstavujú stredno- až vrchnotriasovú litostratigrafickú jednotku.

155 ramsauské dolomity, miestami brekciovité (stredný trias)

Medzi Čačínom a Ľubietovou je pruh strednotriasových súvrství zastúpený brekciovitými a bunečnatými tektonitmi. Ich pruh s verfénom dosahuje šírku 100 až 1 000 m a paralelne sleduje pruh verfénskych piesčitých bridlíc. Smerom na severovýchod, t. j. k Ľubietovej, tieto tektonity prechádzajú pozvoľne do strednotriasových karbonátov. Podrobne ich preskúmal Losert (1963), ktorý píše, že podľa geologickej pozície a obsahovo rozlíšiteľných hornín možno predpokladať, že brekciovité a z nich vzniknuté bunečnaté tektonity zastupujú látkovo najmä vápence a dolomity stredného triasu a miestami aj horniny vrchnotriasového jurského a spodnokriedového veku. Slavkay (1971) pásmo brekcií považuje za sedimentárnu – v podstate popríkrovovú – formáciu a pripisuje jej vek vrchná krieda – paleocén.

154 dolomitické vápence (anis – ladin)

V západnom a severnom okolí Ľubietovej je anis – ladin zastúpený dolomitmi, v ktorých sa objavujú šošovkovité polohy dolomitických vápencov. Ich bázu tvoria rôzne hrubé tektonity. Karbonátový komplex anisu – ladinu vykazuje špecifickú rytmickosť sedimentácie. Súvrstvie tvoria svetlosivé až čiernosivé dolomity s vložkami doskovitých až lavicovitých dolomitických vápencov, ktoré majú prímes ílovitej zložky.

153 lunzké vrstvy – pieskovce, siltovce s vložkami bridlíc (karn)

Sú vyvinuté v okolí Huty ako sivé až čierne prachovce alebo piesčito-prachovité sľudnaté bridlice s vložkami tmavosivých jemnozrnných pieskovcov, miestami až kremitých pieskovcov. Pri ceste Ľubietová – Lučatín dosahujú hrúbku asi 20 m. Ílovité bridlice lunzkých vrstiev sú viac-menej piesčito-prachovité alebo sľudnaté, obsahujú muskovit, sericit a chlorit. Pieskovce majú modrozelenú až zelenosivú farbu. Sú prevažne jemnozrnné a miestami slabo vápnité. Asi 50 % hmoty tvoria ostrohranné zrnká kremeňa. Zriedkavejšie sa vyskytujú sericitizované živce. V niektorých polohách je hojnejšie prítomný muskovit,

sporadicky biotit a chlorit. Akcesoricky je prítomný zirkón. Tmel môže tvoriť až 45 % horniny.

152 dolomity (norik)

Sú vyvinuté v podloží pestrých keuperských vrstiev velmi premenlivej hrúbky. Sú bituminózne i zrnité a postupne prechádzajú do svetlosivých veľmi jemnozrnných dolomitov žltkasto navetrávajúcich. Hranica s karpatským keuperom je faciálna, čo nasvedčuje premenlivá hrúbka dolomitov medzi lunzkými vrstvami a karpatským keuperom.

151 karpatský keuper – pestré ílovce, pieskovce a dolomity (norik)

Ležia na podložných dolomitoch súhlasne, ale styk medzi nimi je ostrý, erozívny a ukazuje vo väčšine prípadov, že dochádzalo ku krátkodobému prerušeniu sedimentácie podložných dolomitov a prípadne k zosilnenému terigénnemu prínosu. Zistený litofaciálny vývoj týchto vrstiev sa zhoduje s keuperom krížňanskej jednotky (Andrusov, 1950; Maheľ, 1964). Je zastúpený súvrstvím rozpadavých pestrofarebných dolomitických bridíc s polohami dolomitov pastelových farieb a s vložkami sivých pieskovcov na báze. Hrúbka šošovkovitých dolomitov dosahuje až 1–2 m. Ide o horniny veľmi jemnozrnné – mikrokryštalické (0,009–0,02 mm). Vzácne sú tu prítomné ostrohranné zrnká kremeňa a sericitu. Stredne zrnité kremenné pieskovce boli zistené iba v Hornej doline, 1,5 km južne od Lučatína, kde tvorí vložky keuperských ílovcov hrubé až 50 cm. Keuperské dolomity sa chemicky líšia od normálnych ladinských dolomitov. Obsahujú ílovitú alebo kremitú prímes a miestami uzatvárajú na svojej báze úlomky pestrých bridlíc. Horniny genetického radu – dolomit – ílovitá bridlica – piesčito prachovcová bridlica sú farebne i štruktúrne veľmi pestré. V dolomitických bridliciach sivých farieb vytvára dolomit často nepravidelne rozsiahle číre klence, a terigénny detrit tu obvykle chýba. Pristupuje však tmavá bituminózna hmota slabo znečistená oxidmi Fe. Ílovité bridlice sivozelených farieb sú väčšinou mikrorytmity, v ktorých je kremenný detrit (0,1mm) uložený v chlorito-sericitickej základnej hmote. Sčasti je prítomný aj karbonátový tmel. V červeno sfarbených odrodách prevláda sericit nad chloritom.

150 sivé, zelenkavé a ružovkasté bridličnaté a kremité vápence (doger – malm)

Vynárajú sa na povrch v podobe tenkého pruhu uprostred sivých vápencov titónu – neokónu. Drobné východy na cípe hrebienka severne od kóty 421,3 uka-

zujú, že ide o tenkovrstevnaté až bridličnaté vápence so sericitickými povlakmi na plochách odlučnosti. Zriedka sa vyskytuje do 1–2 cm hrubá vrstva rohovca. Farba, najmä bridličnatých variet, býva väčšinou sivá, sivozelenkavá a červenavá, červenavé odtiene sú zriedkavejšie. Miestami sa vyskytujú bieloružové mramorovité typy vápencov s hojnejšími vrstvami rohovcov. Vo výbruse sa vápenec javí ako jemnozrnná kalcitová hmota prestúpená mikrokryštalickým kremeňom.

Dogersko-malmský vek tejto litostratigrafickej jednotky je odvodený z pozície vo vrstevnom slede v prehľadnejších terénoch v okolí Mičinej a Molče.

Hronikum

Hronikum vystupuje v pásme Čačín – Dúbravica, je umiestnené medzi veporikom a silicikom (príkrov Flosa alebo príkrov Drienka sensu Bystrický, 1964). Je relatívne zhodné s bielovážskou sekvenciou. Matějka a Andrusov (1931) ju pričlenili k strednému – vrchnému subtatranskému príkrovu a Losert k hlavnej mase chočského príkrovu v podloží čiastkového príkrovu Flosa cf. (Slavkay, 1971). Naopak, Maheľ in Maheľ et al. (1964) ju na geologicko-tektonickej mape listu Banská Bystrica zahrnul pod názvom čačinská séria do čiastkovej jednotky Flosa.

149 sivé, miestami červíkovité alebo svetlosivé rohovcové vápence s vložkami dolomitov (stredný trias)

Severné svahy vrchu Stráňa a kóty 519,4 buduje karbonatický komplex, ktorého podstatnou časťou sú sivé lavicovité vápence. V nich sa vyskytujú polohy tmavosivých, niekde zreteľne červíkovitých vápencov, aké sú v Karpatoch charakteristickou súčasťou gutensteinských vápencov. Miestami sa vyskytujú uprostred sivých vápencov tenké polohy svetlosivých kalových, niekde aj slabo hľuznatých vápencov, ojedinele aj s rohovcami, ktoré svojou povahou zasa pripomínajú reiflinské vápence. Sem-tam sa vyskytujú aj vložky dolomitov, najmä v zárezе cesty medzi kótou 413,3 a Dúbravicou a vo svahu západne od svahu Dúbravice. Biostratigrafický výskum vápencov zameraný na výskyt konodontov v lome severozápadne od kóty 519,4 priniesol negatívne výsledky. Za najvyššiu časť tohto komplexu považujeme vrstevnaté i hľuznaté rohovcové vápence vystupujúce v tesnom podloží lunzkých vrstiev severne od kóty 400,3, severozápadne od Čačína. Tieto vápence sa úplne zhodujú – látkove i pozične – s rohovcovými vápencami v Lešti, ktoré v údolí Zolnej poskytli hlavne ladinskú asociáciu konodontov (Papšová, 1984).

Losert (1963) celý karbonátový komplex označil ako reiflinské vápence a svetlé vápence pri Dúbravici. Slavkay (1971) tento komplex na kopci Stráňa

označil ako hľuznaté reiflinské vápence ladinu, a východnejšiu polovicu ako sivé až tmavosivé vápence anisu. Podľa nášho pozorovania ide o strednotriasový karbonátový súbor, v ktorom sú zastúpené litotypy gutensteinských vápencov, chočských dolomitov a reiflinských vápencov, ale tie netvoria výrazne nad sebou ležiace litostratigraické jednotky, ako to je v strednotriasovej trilógii bielovážskej sekvencie. V tomto ohľade sa tento komplex najviac zhoduje so strednotriasovým karbonátovým komplexom príkrovu Bystrej medzi Bystrou a Valašskou.

Treba sa zmieniť aj o vápencoch budujúcich hrebienok východne od kostola v Dúbravici, o ktorých Losert (l. c.) píše, že tam vystupujú vedľa typických reiflinských vápencov aj slienité bridličnaté čiernosivé a zelenosivé vápence, doštičkovité, ružovosivé, celistvé vápence a osobitne mikrokryštalické bieloružové vápence, podobné niektorým druhom malmských vápencov. Všetky typy pozvoľne do seba prechádzajú a obsahujú polohy brekciovitých bunečnatých tektonitov hrubé niekoľko dm i m. Tak ako naši predchodcovia i my sme pre nedostatok nových informácií tieto vápence na mape začlenili do opísaného strednotriasového súboru hronika; reinterpretácia, podľa ktorej ide o jurský slabo metamorfovaný sled veporika v nadloží mohutného pruhu rauvakov, sa nám vidí veľmi pravdepodobná.

148 lunzké vrstvy – sivé až čierne ílovité bridlice s vložkami pieskovcov (stredný karn – jul)

Karn je zastúpený lunzkými vrstvami. Ide prevažne o ílovité bridlice čiernosivých farieb. Vložky pieskovcov sú veľmi redukované a dosahujú maximálnu hrúbku 10 cm. Kontakt reiflinských vápencov s lunzkými vrstvami nie je nikde odkrytý. Možno iba pozorovať, že najvyššie polohy reiflinských vápencov sú zreteľne zrnitejšie a organodetritické. Prechod lunzkých vrstiev do hlavného dolomitu je ostrý, striedajú sa tu čierne karbonatické bridlice a kryštalické ílovité dolomity, ktoré prechádzajú do sivých stredno- až drobnokryštalických riasových dolomitov. Bridlice petrograficky zodpovedajú laminovaným prachovcovo-ílovitým bridliciam, v ktorých klastické zrná kremeňa, živca a muskovitu (sericitu) tvoria 10 až 22 % hmoty a podiel kalcitu až 40 %. Pomer kremeňa a živcov býva 2 : 1 pri prachovovo-ílovitých bridliciach a dosahuje až 20 : 1 v kalcitických bridliciach. Štruktúra bridlíc je aleuriticko-pelitická, tmel sericiticko-ílovitý. Pieskovce sú veľmi jemnornné, s prechodom do ílovitých prachovcov a bridlíc. Podiel klastík toho istého zloženia kolíše od 30 do 45 % vo svetlých laminách a od 10 do 15 % tmavých laminách. Štruktúra je psamiticko (aleuriticko)-pelitická, textúra šošovkovitá až laminovaná. Paleontologicky karnský vek lunzkých vrstiev datoval Štúr (1860–1868) z okolia Nemeckej a Pulec (1963) z okolia Ráztoky, Balážov a Predajnej.

147 hlavné dolomity (norik)

V nadloží lunzkých vrstiev pri križovatke ciest Oravce – Dúbravica a na pravom brehu Zolnej, severozápadne od Čačína, vystupujú sivé dolomity medzi lunzkými vrstvami a spodnotriasovými seiskými vrstvami príkrovu Drienka. Považujeme ich za norické a za najvyššiu časť hronika. Ide o biele a sivé jemno- až hrubokryštalické vrstevnaté dolomity so stromatolitickými štruktúrami. Miestami sú pórovité s brekciovitými polohami. Ich dobrá vrstevnatosť poukazuje na lagunárnu fáciu Back reff. V okolí križovatky ciest Oravce – Čačín – Dúbravica sú vyvinuté v podobe tektonitov.

146 sivé, miestami brekciovité dolomity (stredný – vrchný trias)

Východne od Dolnej Mičinej tvoria tenkú šošovku vystupujúcu medzi veporikom (Krížňanský príkrov) a silicikom (príkrov Drienka). Stratigraficky nie sú doložené a pripúšťame vrchno- aj strednotriasový vek. Že ide o dolomity hronika, vyplýva zo zistenia, že v takej istej pozícii sa smerom na sever ťahá pásmo šošoviek dolomitov, ktoré sa v priestore Majerovho hrbu napájajú na rozľahlý, prevažne dolomitový komplex budujúci severozápadný cíp Bystrickej vrchoviny medzi Šalkovou a Iliašom. Drobné výskyty dolomitov zmapoval aj v údolí potoka Jasenica Prokop (1958) in Jaroš et al. (1966), a vzhľadom na ich pozíciu v príkrove Drienka ich zaraďuje k chočskému príkrovu.

145 kössenské vrstvy – tmavosivé kalové a organodetritické vápence (rét)

Pôvodne sa priraďovali ku krížňanskému príkrovu (cf. Prokop, 1960, in Jaroš et al., 1966), pretože sa látkovým zložením zhodujú s rétskymi vápencami krížňanského príkrovu pri Hornej Mičinej. Podľa Bieleho in Dublan et al., 1991, ich príslušnosť ku krížňanskému príkrovu je diskutabilaná. Uvedený autor predpokladá, že tieto vápence a dolomity, ktoré sa s nimi v údolí Jasenice vyskytujú, patria k tej čiastkovej tektonickej jednotke hronika, ku ktorej patrí južne a východne od Hrona dolomitový komplex Kozinca, ako aj dolomity a kössenské vrstvy západne od Hrona v okolí Malachova. Táto jednotka sa systematicky vyskytuje nad veporikom a pod ipoltickou skupinou v uvedenej oblasti. Tektonická pozícia „hronika" v horehronskom podolí v pásme Čačín – Dúbravica nie je dosiaľ objasnená.

Silicikum

Elementy najvyššej predgosauskej tektonickej jednotky vnútorných Západných Karpát sú odkryté v okolí Dolnej Mičinej a poznáme ich pod názvom séria,

resp. príkrov Drienka (Bystrický, 1964). Názor na príslušnosť tektonickej jednotky ku gemeriku (Bystrický, l. c.), resp. siliciku (Mello, 1979), nie je jednotný. Maheľ et al. (1984) ju naďalej považujú za čiastkovú tektonickú jednotku jeho kmeňového chočského príkrovu.

144 kremité pieskovce až kremence (skýt)

Hoci už zo zmienky Štúra (1868) vyplýva, že spodný trias sa skladá z dvoch súvrství, na seiské vrstvy a kampilské vrstvy ho rozdelil až Losert (1963). Na mape sú rozlíšené pestré červené, červenofialové a zelenosivé pieskovce až kremence, ktoré patria do seiskej litofácie podľa Loserta (l. c.).

143 pestré pieskovce a ílovité bridlice (skýt)

Pôvodne boli označované ako seiské vrstvy tvorené pestrými červenými, červenofialovými a zelenosivými pieskovcami, striedajúcimi sa s polohami pestrých ílovitých sľudnatých bridlíc. V seiských vrstvách sa dosiaľ nenašli na mapovanom území žiadne fosílie. Ich stratigrafické začlenenie vyplýva z pozície a vývinu, v ktorom sa zhodujú so seiskými vrstvami iných oblastí (napr. gemeríd). K novším poznatkom o týchto vrstvách patrí iba zistenie polôh sadrovca a anhydritu (Slavkay, 1971). Hlavnou oblasťou rozšírenia seiských vrstiev je územie medzi kótou Vysoký vrch a osadou Hrabová. Hrúbka súvrstvia v oblasti Vysokého vrchu je najmenej 100 m.

142 ryolity a ich vulkanoklastiká (spodný trias)

Otázkou spodnotriasového vulkanizmu sa zaoberal Slavkay (1964, 1965). Z jeho výsledkov vyplýva, že nejde o ekvivalent „melafýrovej série" chočského príkrovu, ktorej vek bol naposledy stanovený ako perm (Biely, 1962). Ide výlučne o kyslé produkty vulkanizmu, vyskytujúce sa v súvrstviach paleontologicky doloženého spodného triasu. Ani v jednom prípade nezistil vulkanické horniny, ktoré by zodpovedali melafýrom chočského príkrovu. Slavkayom (1964, 1965) odlíšené paleotrachyty, paleoandezity, paleoryolity, pyroklastické lávy, tufy a tufity sú výsledkom prerušovanej vulkanickej činnosti, ktorej vek (kampil) vyplýva z výskytu peperitov a láv poukazujúcich súčasne aj na vynáranie vulkanickej oblasti nad hladinu spodnotriasového mora (cf. Slavky, l. c).

141 wettersteinské vápence (ladin)

Wettersteinské vápence sú masívne a prevažne svetlých farieb. Svetlé i tmavšie variety majú organoklastickú štruktúru s častými evinospongiami,

vápnitými hubami, gastropódmi a bivalviami. Na navetranom povrchu sú wettersteinské vápence okrem gastropódov na makrofosílie veľmi chudobné. Z organizmov, ktoré prichádzajú do úvahy na stratigrafické začlenenie tohto vápencového komplexu, sú prítomné *Dasycladaceae*. Spoločenstvo dasycladaceí je v porovnaní s vrchnoaniskými svetlými vápencami veľmi chudobné. Jaroš (1966) zistil nasledujúce druhy: *Diplopora annulata* (SCHAPH.) var. *annulata, Diplopora annulata* (SCHAPH.) var. *dolomitica* PIA., *Macroporella beneckei* (SALOMON) PIA., *Gyroporella maxima* Pia.? *Acicularia* sp. Prevažná časť odkryvov sa na mape nachádza v okolí Dolnej Mičinej. Ich hlavný výskyt je mimo mapovaného územia v oblasti Ponickej Lehotky a Drienkyne, kde do wettersteinských vápencov boli na báze zahrnuté aj aniské steinalmské vápence.

Mikroskopicky majú vápence organogénnu štruktúru. Základná hmota je mikritická a sparitická. Z organizmov sú najčastejšie *Tubiphytes obscurus* a neurčiteľné dasykladálne riasy. Z foraminifer sa vyskytuje *Agathamina austro-alpina, Planiinvoluta carinata* a *Trochamina* sp. Že ide skôr o ladinské wettersteinské, a nie aniské steinalmské vápence, sa vychádza z toho, že rozvoj rifov sa začal najmä v ladinskom období.

NEOGÉN

Miocén

Spodný báden ?

K o r d í c k e s ú v r s t v i e

Vystupuje v denudačných reliktoch v sz. časti mapovaného územia, najmä v širšom okolí Povrazníka a Ľubietovej. Náprstek in Čepek et al. (1966) tieto pred vulkanické horniny opisuje ako staršiu štrkovú sériu (kordícku – spodný miocén). Je diskordantne uložená na mezozoickom alebo kryštalinickom podklade, len v južnom okolí Ľubietovej aj na piesčito-slienito-ílovitom súvrství netypického flyšu sporného paleogénneho veku, zisteného vo vrtoch P-4, P-8, Lu-2 (Planderová a Pulec et al., 1963; Pulec a Lehotayová in Ilavský et al., 1978). Podobné horniny našiel v okolí kóty Šibenica z. od Ľubietovej Jaroš (1960). V nadloží spodnobádenských štrkov a pieskov sme zistili epiklastické konglomeráty až brekcie periférnej vulkanickej zóny formácie Šútovka. Lexa (1975) súvrstvie vyčlenil ako litostratigrafickú jednotku kordícke súvrstvie; uvádza aj datovanie z obliaka amfibolicko-hyperstenického andezitu s akcesorickým granátom a biotitom 16,2 ± 0,6; 16,2 ± 0,5 mil. r. (Repčok, 1981).

140a, b a/ súvrstvie polymiktných štrkov s vložkami pieskovcov a ílov
b/ pieskovce

Prevládajú štrky, miestami s prechodmi do pieskov, napr. sz. od Ľubietovej alebo j. od Povrazníka. Materiál štrkov podľa Jaroša (1960) tvoria verfénske kvarcity, ortoruly, migmatity, verukáno a kremeň. Priemerná veľkosť obliakov je približne 20 cm, prítomné sú aj bloky kvarcitov veľkosti až 1 m. Rovnako aj piesčitá zložka je nevulkanického pôvodu. Polohy sedimentov sa nachádzajú v rôznych výškových úrovniach v intervale 600–800 m. Je možné, že pôvodne tvorili jeden súvislý, vzájomne prepojený sedimentačný priestor, ktorý v post-sedimentačnom období bol tektonicky rozsegmentovaný do rôznej výšky, zachovaná hrúbka súvrstvia je variabilná, ale menšia ako 50 m.

Endo- a exokontaktná zóna intrúzií

139 sekundárne kvarcity a argility, miestami so zunitom

V exokontaktných a endokontaktných zónach tzv. intruzívnych zón, ktoré boli zistené v kaldere Kyslinky a v okolí Zlatého vŕška (Dublan in Konečný et al., 1975; Dublan in Dublan et al., 1978), sa nachádzajú intenzívne premenené vulkanické horniny. V kaldere sa na ploche asi 2 km^2 vyskytujú sekundárne kvarcity až argility, sprevádzané intrúziami dioritových a andezitových porfýrov. V sekundárnych kvarcitoch sa našli rôzne minerály: zunit, diaspor, pyrofylit, kaolinit, illit, montmorillonit, topas. Sekundárne kvarcity sú však zložené najmä z kremeňa, sericitu a kaolinitu. V okolí Šafraníčky sa vyskytujú kvarcity so zunitom (Dublan, 1979), ktoré neskoršie potvrdila Marková (1984). Sekundárne kvarcity sprevádzané argilitmi vznikli metasomatickými premenami dioritových porfýrov, andezitových porfýrov, ryodacitov a ich klastík. Zrnitosť kvarcitov je 0,1–0,3 mm. Často sa pozorujú obrysy pôvodných minerálov, pričom magmatický kremeň zostáva zachovaný. Vznik sekundárnych kvarcitov a argilitov je spojený s hydrotermálnou aktivitou centrálnej vulkanickej zóny Poľany a prienikom intrúzií do intravulkanických horizontov vulkánu. Smerom od centra intenzita premien klesá a prechádza z kvarcitov do propylitov, ako je to schematicky vyznačené na mape. Vo vrte D-8 sa zistila nízkotermálna polymetalická mineralizácia viazaná na ojedinelé tenké žilky hrubé asi 2 cm (Dublan in Dublan et al., 1978). Postupnosť mineralizácie podľa Koděru (in Dublan et al., 1978) je takáto: a) epidotovo-karbonátovo-kremenná s pyritom; b) kremenno-polymetalická; c) karbonátovo-síranová (anhydritová).

Označila (in Štohl et al., 1985) na základe posúdenia mineralizácie v centrálnej zóne Poľany predpokladá tu len indičné zrudnenie bez praktického významu.

Spodný báden (stredná časť)

Relikt staršieho stratovulkánu v podloží polianskeho stratovulkánu

Formácia Rohy (?15,5–?16,2 mil. r.)

Do formácie Rohy zaraďujeme relikty stratovulkanickej stavby spodnobádenského veku, ktoré sa zachovali v priestore vígľašskej depresie. Na povrchu sa objavuje medzi Vígľašom a Detvou. Od toku Slatiny pokračuje na sever do širokého okolia osady Iviny, kde je zakrytá lávovými prúdmi strednosarmatskej formácie Veľká Detva. Na juh od Slatiny formácia pokračuje do Javoria, kde ju mapoval Konečný. Dáva jej však iný vek, pomenovanie i obsah (Konečný in Konečný et al., 1983). Formáciu Rohy na mapovanom území opakovane definoval Dublan et al. (1979, 1981, 1993a). Územie, kde sa na povrchu táto formácia vyskytuje, delíme na niekoľko oblastí. Jednou z nich je oblasť Iviny, t. j. územie medzi osadou Kostolná a Suchohradná dolina (na ploche asi 12 km^2). Na tomto území je geologický profil formácie overený na základe hydrogeologických vrtov (Kluz, 1986). Tu zistený profil sa nachádza v rozmedzí výšok 300–730 m. Tým je overená formácia v hrúbke asi 430 m. Tvorí ju stratovulkanický komplex epiklastických brekcií až konglomerátov, tufov, pyroklastických prúdov, redeponovaných pyroklastík s ojedinelými hrubými lávovými prúdmi prevažne amfibolických, amfibolicko-pyroxenických a pyroxenicko-amfibolických andezitov. Toto súvrstvie je vo vrchnej časti prekryté lávovými prúdmi vulkanických dómov, budovaných hlavne hyperstenicko-amfibolickými andezitmi s biotitom. Horniny tejto oblasti sú väčšinou propylitizované.

Druhá oblasť, kde formácia Rohy vystupuje na povrch, je od Kostolnej na juh až po Slatinu, na ploche asi 25 km^2. V tejto oblasti, najmä však na južných svahoch kót Rohy, Prostredný vrch a Holý vrch, je množstvo odkryvov, ktoré dostatočne reprezentujú vrchnú časť profilu formácie Rohy. Aj tu najvyššiu časť tvoria extrúzie vulkanických dómov s približne koncentrickým usporiadaním. Skladajú sa z amfibolických, hyperstenicko-amfibolických andezitov, niekedy s biotitom, a z amfibolicko-pyroxenického a dacitoidného andezitu. Dómy sú sprevádzané extruzívnymi brekciami. V podloží dómov a ich extruzívnych brekcií sa vyskytujú brekcie pyroklastických prúdov, tufy, redeponované aglomeráty. Tieto horniny, ktoré sa našli v bezprostrednom okolí dómov, sú výsledkom explózií paralelných s formovaním dómov. V podloží pyroklastík je komplex lávových prúdov podobného zloženia ako majú dómy. Akumulácie prúdov sú overené v hrúbke asi 250–300 m. Spodná hranica však nie je zistená.

Podobná situácia je aj v oblasti ďalšieho povrchového výskytu formácie Rohy, v okolí obce Stožok. Je to územie južnejšie od mapovaného územia, v Javorí. Tu sa vyskytuje na ploche asi 10 km^2.

Tab. 3 Prehľad datovaných vzoriek z formácie Rohy podľa I. Repčoka, 1978, 1982 in L. Dublan, 1993

Číslo vzorky	Vek anal. amfibolu	Vek vzorky	Názov horniny	Lokalita	Rok
396	14,69 14,73 14,88 16,06 16,33	15,4 ± 0,9	hyperstenicko-amfibolický andezit – lávovoklastická brekcia andezitového prúdu	od obce Pstruša na V, na južnom úpätí kóty 656,8 Rohy, nad cestou	1978
177	14,45 14,93 15,42 16,25 16,44	15,5 ± 1,0	amfibolický andezit	severne od Šiagiho kopca asi 800 m, vo svahu	1978
388	14,49 15,10 15,70 15,93 16,31 16,31	15,6 ± 0,8	amfibolicko-hyperstenicko-augitický andezit – fragment z lávovoklastickej brekcie prúdu	od obce Pstruša na SV asi 1,3 km, od kóty 513,4 na SZZ	1978
39	14,99 15,58 16,01 16,11 16,31 16,31	15,9 ± 0,8	hyperstenicko-biotiticko-amfibolický andezit	od obce Detva na SZZ, od kóty 649,0 na ZZS v zárezе cesty	1978
27	16,43 16,47 16,65 16,73 16,73 16,91	16,6 ± 0,3	amfiboiický andezit ± hypersten extrúzia	východne od obce Zvolenská Slatina, východne od kóty 650,8 Rohy	1978
KK-29a	15,58 15,81 15,93	15,8 ± 0,3	amfibolický andezit	západne od Kalinky, od kóty Malý Lysec na JJV asi 800 m	1982
KK-20	15,62 15,93	15,8 ± 0,3	amfibolický andezit dajka	od obce Kalinka na SZ asi 1 km	1982
KK-758	15,36 15,86 15,88 15,93 16,05	15,9 ± 0,5	amfibolický andezit dajka	od obce Kalinka na JV, od samoty Holý vrch na JZ asi 350 m	1982

pokračovanie tab. 3

KK-29b	15,60 15,75 15,99 16,13 16,15	15,9 ± 0,3	pyroxenicko-amfibolický andezit	od obce Kalinka na Z od kóty Malý Lysec na JJV asi 400 m	1982
KŠ-8	15,68 15,77 15,89 15,93 15,93 16,18 16,22	16,0 ± 0,3	fragment hyperstenicko-amfibolického andezitu	JJZ od obce Pstruša, od kóty 606,0 Horné Chvojné na JV asi 600 m. Vzorka je odobraná z vrtu KŠ-8, z fragmentu hyperstenicko-amfibolického andezitu, ktorý je uzatváraný v dioritovom porfýre v spodnej časti vrtu	1982
KK-760	15,65 15,91 16,02 16,18	16,0 ± 0,4	amfibolický andezit	od obce Kalinka na VJV, od samoty Holý Vrch na J asi 500 m	1982
JCH-1	15,82 15,87 15,93 16,00 16,24	16,0 ± 0,3	amfibolický andezit dajka	od obce Kalinka na JV, od hájovne Lohyňa na JJZ asi 400 m	1982
KK-29	15,81 15,93 16,17 16,18 16,50	16,0 ± 0,5	amfibolický andezit	západne od obce Kalinka	1982
KPP-707	15,88 16,18 16,20 16,29 16,33	16,2 ± 0,3	pyroxenicko-amfibolický andezit dajka	od obce Kalinka na JZ, od kóty Lipov na J asi 800 m	1982
KD-122	15,60 15,79 15,93 16,21 16,25	16,0 ± 0,5	pyroxenicko-amfibolický andezit s biotitom extrúzia	od obce Detva na JZ asi 2,5 km, od kóty 688,3 – Syroň východne asi 500 m. Vzorka odobraná z okrajovej časti extrúzie	1982
KJ-793	15,99 16,08 16,11 16,12 16,31	16,1 ± 0,2	pyroxenicko-amfibolický andezit extrúzia	od osady Piešť II. na JZ asi 500 m	1982

V ostatnej časti vígľašskej depresie, kde predpokladáme pokračovanie formácie Rohy, máme poznatky hlavne z dvoch vrtov, ktoré realizoval Pulec (1966). Podľa jeho vrtov P-7 (527 m) severne od Pstruše a P-6 (692,5 m) južne od Pstruše všetky horniny sú intenzívne propylitizované, pyritizované, bentonitizované a niekedy je prítomná rýdza síra. Vo vrte P-7 do hĺbky 120 m je pliocénna výplň Slatinskej kotliny. Zastúpené sú plastické íly, piesčité íly, tufity a konglomeráty. V ich podloží do hĺbky asi 320 m je súvrstvie fluviálno-limnického pôvodu, hrúbky asi 200 m. Tvoria ho propylitizované a pyritizované konglomeráty, tufity, miestami so zuhoľnatenými reliktmi močiarnej flóry, epiklastických brekcií až konglomerátov, redeponovaných tufov s obliakmi andezitov, ktoré sú v hĺbke 285–320 m intenzívne bentonitizované. Nižšie, v hĺbke 320,0–336,4 m, je intenzita bentonitizácie tufu nižšia. V hĺbke 336,4–400,0 m je prúd propylitizovaného a bentonitizovaného andezitu. Nižšie, až po konečnú hĺbku 527 m, sa nachádza súvrstvie propylitizovaných a pyritizovaných epiklastických brekcií až konglomerátov s tufovo-piesčitým matrixom. Úlomky tvorí pyroxenicko-amfibolický a amfibolický andezit. Bentonitizácia vrtu sa končí v úseku 400,0–428,0 m, kde sú ešte silno bentonitizované pyroklastické horniny.

Podobná situácia je aj j. od Pstruše vo vrte P-6. V hĺbke 0–97,5 m je pliocénne fluviálno-limnické súvrstvie. Do hĺbky 29 m ho tvoria piesčité íly so štrkmi, nižšie sú andezitové štrky s vložkami tufitov. Úsek 97,5–409,5 m budujú propylitizované a pyritizované andezity. V hĺbke 409,5–61,0 m je fluviálno-limnické súvrstvie, hrubé 212 m. Zastúpené sú andezitové konglomeráty, niekedy s prímesou obliakov kremencov, epiklastických brekcií a redeponovaných pyroklastík s niekoľkými lávovými prúdmi amfibolicko-hyperstenických až hyperstenicko-amfibolických andezitov. Celé súvrstvie je intenzívne propylitizované a pyritizované, miestami s impregnáciami rýdzej síry. V hĺbke 61,0–692,5 m sú opäť intenzívne propylitizované a pyritizované andezity pravdepodobne rovnakého zloženia ako predtým. Intenzívne premeny nedovoľujú presnú identifikáciu hornín. Opisy profilov sú zjednodušené.

Ak porovnáme hypsometrické úrovne pliocénneho fluviálno-limnického súvrstvia pri obidvoch vrtoch (P-6 = –11,5 až –223 m; P-7 = +267 až +67 m), potom územie okolia vrtu P-6 v porovnaní s územím v okolí vrtu P-7 je poklesnuté asi o 300 m. Stratigrafická pozícia je určená rádiometrickým datovaním. Spolu sa analyzovalo 17 lokalít (Repčok, 1978a, b, 1980, 1982). Na základe týchto výsledkov (Dublan, 1993) bol vypočítaný priemerný vek formácie Rohy na 16,05 ± 0,14 mil. r., čo dovoľuje zaradenie do strednej časti spodného bádenu. Jednotlivé genetické typy majú tieto hodnoty: dajky (4 lokality) – vek 15,91 ± 0,15; extrúzie (5 lokalít) – vek 16,18 ± 0,20; lávové prúdy (2 lokality) – vek 16,19 ± 0,18. Vek blízky veku formácie Rohy má mať podľa Konečného s. l. neresnícka formácia, vyvinutá pravdepodobne len na území Javoria.

V podloží formácie Rohy sú podľa údajov Konečného (in Konečný et al., 1983) na území Javoria blýskavická formácia a starohutský komplex. Či tieto jednotky pokračujú aj na naše mapované územie, nie je jednoznačne doložené. Prehľad datovaní formácie Rohy podľa Repčoka s. l. uvádzame formou tabuľky (tab. 3).

Epiklastické horniny andezitového zloženia

Majú polygenetický pôvod a všeobecne vznikli redepozíciou staršieho spevneného vulkanického materiálu rôzneho druhu, erodovaného z vulkanického svahu.

138 hruboúlomkovité epiklastické vulkanické brekcie až konglomeráty
137 strednoúlomkovité epiklastické vulkanické brekcie až konglomeráty
136 drobnoúlomkovité epiklastické vulkanické brekcie až konglomeráty

Sú známe z vrtov P-6 a P-7 a zo súvrstvia epiklastík v širšom okolí osady Iviny. Overené boli mapovaním a niekoľkými vrtmi, pomocou ktorých bola zostavená aj geologická mapa. Vrstvy epiklastík sú hrubé niekoľko desiatok metrov. Striedajú sa rôzne zrnitosti s vložkami pyroklastík a lávových prúdov. Táto stavba v minulosti nebola známa, pretože bola zakrytá kvartérom. Aj keď klastiká boli zistené, považovali sa väčšinou za extruzívne brekcie a časť z nich j. od Jazovca sa zaraďovala do epiklastík formácie Abčina. Vrstvy epiklastických brekcií až konglomerátov rôznych zrnitostí postupne prechádzajú jedna do druhej. Vrstvy sú monotónne, tvorené úlomkami pyroxenicko-amfibolických andezitov. Piesčitý podporný matrix je vytriedený, sivej farby. Epiklastiká sú mierne propylitizované.

Redeponované pyroklastiká andezitového zloženia

Na povrchu sú zriedkavé. Zistili sa v okolí Ivín a západne od Detvy na východných svahoch kóty Ježová.

135 redeponované aglomeráty

Vyskytujú sa na povrchu jv. od kóty Močilná skala v podloží prúdu augiticko-hyperstenického andezitu s amfibolom. Hornina je nezvrstvená, prítomné sú úlomky veľkosti 3–10 cm, ojedinele 30–40 cm. Úlomky tvorí amfibolicko-pyroxenický andezit, niekedy pórovitý. Podporný matrix je piesčito-tufový, s ojedinelými drobnými úlomkami andezitu. Gradačné zvrstvenie sa nezistilo. Hrúbka vrstvy je 20–30 m. Geneticky patrí k laharom.

Tab. 4 Litostratigrafická tabuľka miocénu a pliocénu (zostavil L. Dublan, 1997)

TERCIÉR	pliocén	ruman		1,8 mil. r. **32** hronské štrkové súvrstvie (fluviálno-limnické a fluviálne ílovito-piesčité štrky s polohami ílov 3,7 mil. r.
		dák		
	miocén	pont		5,6 mil. r. **33** sladkovodné íly a piesčité íly s polohami štrkov a pieskov 7,0 mil. r.
		panón		
		sarmat	vrchný	11,0 mil. r. **34** súvrstvie kaolinických tufitov ílovcov, pieskovcov a slienitých polymiktných brekcií s polohami diatomitov a lignitu 12,0 mil. r.
			stredný	*formácia Veľká Detva:* 12,35 mil. r. **46–51** člen Kopa – lávové prúdy pyroxenických andezitov ± olivín a amfibolicko-pyroxenických andezitov **35 – 45** člen Šafraníčka – intrúzie dioritových a andezitových porfýrov *formácia Abčina:* **52–54** člen Sebedín – andezitové pieskovce, ojedinele tufy ryodacitovo-andezitového zloženia **55–73** člen Hučava – redeponované aglomeráty, aglomeráty, pyroklastické prúdy, lávové prúdy, dajky pyroxenického andezitu s amfibolom 12,7 mil. r.
			spodný	*formácia Strelníky:* 13,03 mil. r. **74–84** člen Bobrovo – ryodacitové freatomagmatické tufy, explozívne brekcie, extrúzie, lávové prúdy, intrúzie **85–97** člen Bečov – ryodacitové tufy a epiklastiká *formácia Šútovka:* **98–109** člen Kurienec – redeponované pyroklastiká, pyroklastiká, lávové prúdy **110–117** člen Lvoze – epiklastiká, lávové prúdy amfibolicko-pyroxenických andezitov 13,6 mil. r.
		báden	spodný stredný	*formácia Rohy:* andezitové prúdy, vulkanické dómy, dajky, pyroklastiká 15,0 mil. r. **118–139** epiklastiká prevažne pyroxenicko-amfibolických andezitov ± biotit **140** kordícke súvrstvie: polymiktné nevulkanické štrky, pieskovce a íly 16,5 mil. r.

Podobné horniny sa vyskytujú v rôznych výškach profilu pod úrovňou súčasného erozívneho zrezu. Nachádzajú sa v značnom možstve na východnom svahu Ježovej, západne od Detvy, kde sú v podloží pyroklastických prúdov. Predpokladaná hrúbka súvrstvia je 100–120 m.

134 redeponované lapilovo-pemzové tufy

Nachádzame ich na malej ploche západne od osady Trnavy, sv. od kóty Šiagiho vrch. Je to erozívny relikt vrstvy redeponovaného pyroklastika. Prevláda tufovopiesčitý matrix s ojedinelými úlomkami pemzy veľkosti 1 cm. Úlomky andezitu veľkosti do 5 cm sú zastúpené v obsahu asi 15–20 %. Naznačené je nepravidelné šošovkovito-erozívne zvrstvenie. Fragmenty andezitov sú angulárne až subangulárne. Hornina predstavuje redeponovaný materiál vulkanických explózií, ku ktorému patria aj redeponované aglomeráty.

Pyroklastické horniny andezitového zloženia

133 brekcie pyroklastických prúdov

Vyskytujú sa v okolí vulkanických dómov severne od Slatiny, kde zaujímajú polohu v podloží extruzívnych brekcií. Maximálna hrúbka akumulácie pyroklastických prúdov je asi 100 m. Ich vznik súvisí s predchádzajúcimi explóziami aglomerátov a tufov, ale najmä explóziami sprevádzajúcimi formovanie vulkanických dómov. Klastický materiál chaotických brekcií má značne variabilnú veľkosť – od niekoľko cm až po 2 m. Niektoré úlomky majú znaky autobrekciácie v priebehu transportu. Typická je angularita úlomkov. Petrografické zloženie každého jednotlivého prúdu je uniformné. Vždy je zastúpený len jeden petrografický typ andezitu. Stupeň vezikulácie fragmentov je nízky. V dôsledku vysokej teploty sa pozoruje kontaktné spekanie úlomkov v pevnom stave. Matrix je úlomkovitý, prejavuje sa nedostatok drobnoúlomkovitého materiálu, ktorý nezaplnil všetky voľné priestory medzi blokmi. Distribúcia úlomkov je chaotická, nepozoruje sa triedenie ani zvrstvenie. Hrúbka jednotlivých prúdov nie je dostatočne známa, odhaduje sa na 20–40 m, v závislosti od podmienok depozície a intenzity explózie. Na svahu Prostredného vrchu je sekvencia pyroklastických prúdov prerušená najmenej dvoma lávovými prúdmi a 55 m hrubou polohou pemzových tufov.

132 pemzové tufy

Zaraďujeme sem všetky pemzové tufy s obsahom lapíl do 15 %. Najlepšie odkryvy pemzových tufov sa nachádzajú na južnom úpätí Prostredného vrchu

nad štátnou cestou. Tu v podloží pyroklastických a andezitových prúdov je súvrstvie pemzových tufov hrúbky 55 m.

Spodnú vrstvu tufu hrubú 11 m tvorí lapilovo-pemzový litokryštaloklastický tuf s 20 % obsahom lapíl veľkosti do 3–4 cm a s 30 % zastúpením pemzy. Vyššie je 13 m hrubá vrstva kryštaloklastického pemzového tufu s 25 % obsahom pemzy. Nasleduje 12 m hrubá vrstva kryštaloklastického lapilovo-pemzového tufu asi s 20 % obsahom lapíl, pozoruje sa normálne gradačné zvrstvenie. Najvyššie je poloha litokryštaloklastického lapilového tufu, obsah pemzy je 10 %, lapíl 15 % – veľkosti do 4 cm, hrúbka polohy je 19 m.

Tufy v hrúbke asi 20–25 m sa vyskytujú východne a južne od kóty Močilná skala, kde sú uložené priamo na lávovom prúde augiticko-hyperstenického andezitu s amfibolom.

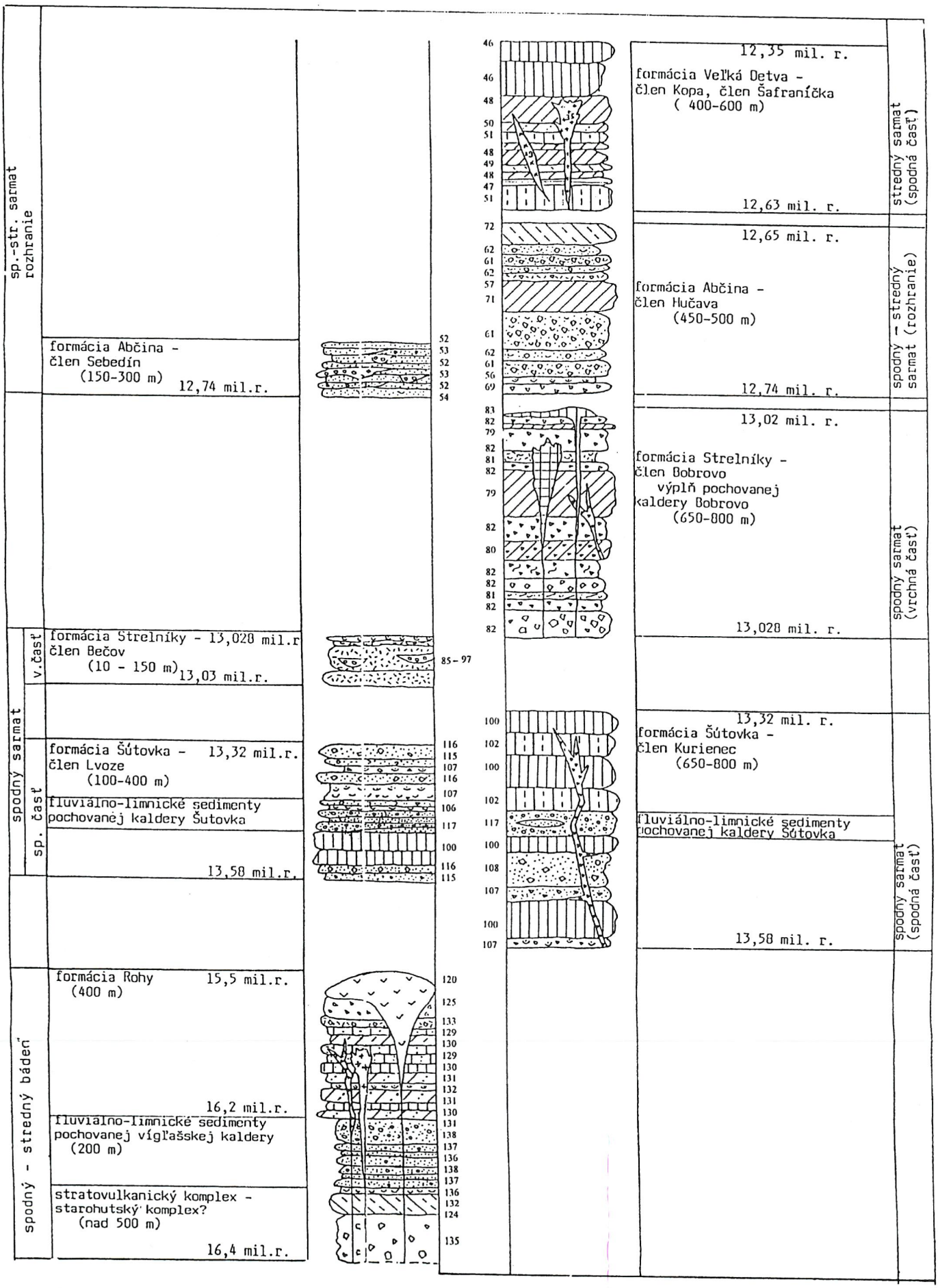
Lávové prúdy a lávové brekcie

Sú významnou zložkou stratovulkanickej stavby. Zistili sa v okolí osady Iviny, južne od kóty Močilná skala, ale najlepšie odkryvy sú na južných svahoch kóty 656,8 – Rohy. Andezitové prúdy sú obvykle na báze a na povrchu sprevádzané lávovými brekciami hrúbky niekoľko metrov, najviac 10 m, len vzácne viac. Hrúbka pevnej časti prúdu je vždy mnohonásobne väčšia ako hrúbka brekcií, ktoré sú intenzívne oxidované, tehlovočervenej farby rozličných odtieňov. Veľkosť úlomkov je niekedy až bloková, typický je nedostatok výplňovej hmoty, v dôsledku čoho sa medzi blokmi vyskytujú nezaplnené priestory.

Hypsometrické rozpätie efuzívneho komplexu je overené len pre vrchnú hranicu (775 m). Spodná hranica je pod úrovňou terénu a vrtom KJ-2 je zatiaľ zistená len po výšku 260 m, nižšie vrt nepokračoval. To znamená, že hrúbka efuzívneho komplexu formácie Rohy je väčšia ako 515 m.

131 hyperstenicko-amfibolický andezit

Je zistený v rôznych výškach geologickej stavby. Na južnom úpätí kóty Rohy vystupuje na povrch v hrúbke asi 25–30 m. Tu nad štátnou cestou je veľa odkryvov, kde sa pozoruje prechod andezitového prúdu do lávovej brekcie. Andezit je pórovitý, čiernosivej farby, strednozrnný, rozpraskaný podľa systému nepravidelných puklín. Má porfyrickú štruktúru, tvorenú výrastlicami plagioklasu (1 mm, An_{45}), amfibolu ihličkovitého až prizmatického tvaru veľkosti do 2 mm, má výrazný pleochroizmus tmavohnedej farby, nie je premenený. Hypersten má menšie rozmery – okolo 0,5 mm. Základná hmota je mikrofelzitická až skryto kryštalická.



Obr. 8 Litostratigrafické kolónky neovulkanitov Poľany (zostavil. L. Dublan, 1997)

Poznámka: Kolónky boli zostavené na základe skutočných geologických rezov zistených geologickým mapovaním a z vrtov. Z toho dôvodu nie sú schematizované tak, aby zobrazovali celú litologickú pestrosť všetkých formáciií, ktorých profil sa rýchle v priestore mení

Podobné horniny nachádzame vo väčšom množsve na území severne od osady Iviny. Táto petrografická varieta je medzi lávovými prúdmi najrozšírenejšia.

Tab. 5 Modálne zloženie hyperstenicko-amfibolických andezitov

Číslo vzorky	377	177	423	434	435
základná hmota	56,26	63,49	69,55	70,30	70,92
plagioklas	24,94	22,53	21,48	21,28	21,81
hypersten	1,86	1,03	1,67	3,13	2,63
amfibol	8,49	4,83	6,58	4,67	3,97
opakové minerály	2,67	0,58	0,72	0,62	0,67
póry	5,78	7,54	–	–	–

130 augiticko-hyperstenický andezit

Na južnom svahu kóty Rohy sa tento andezit nachádza v nadloží hyperstenicko-amfibolického a v podloží amfibolicko-hyperstenicko-augitického andezitu. Je známy aj z niektorých hydrogeologických vrtov v okolí Ivín (Kluz, 1986). Augiticko-hyperstenický andezit má blokovú odlučnosť a čiernosivú farbu. Je drobno až strednozrnný, pevný. Má porfyrickú štruktúru s hyalopilitickou základnou hmotou, ktorá miestami obsahuje ojedinelé drobné škvrny s mikropoikilitickým vývojom. Porfyrické výrastlice sú zastúpené plagioklasom (0,3 x 1,5 mm, An_{54}), hyperstenom (1,5 mm) a augitom (0,5 mm). Prítomné sú glomeroporfyrické zhluky, zložené z plagioklasu, pyroxénu, opakového minerálu a skla.

Modálne zloženie v %: základná hmota 55,12; plagioklas 32,51; hypersten 7,26; augit 1,96; glomeroporfyrické zhluky 1,59; opakové minerály 1,56.

129 amfibolicko-hyperstenicko-augitický andezit

Na južnom svahu kóty Rohy majú toto zloženie dva prúdy hrúbky 20–30 m. Jeden je v nadloží pyroxenického andezitu a druhý v nadloží brekcií pyroklastického prúdu. Drobno- až strednozrnný andezit s doskovitou odlučnosťou má sivočiernu farbu, porfyrickú štruktúru a základnú hmotu skryto kryštalickú. Typická je prítomnosť amfibolu dĺžky až 0,5 cm. Porfyrické výrastlice zastupujú zonálne plagioklasy prizmatického tvaru (0,75 x 1,2 mm, An 50), augity pravidelne s dvojčatným zrastom s vloženými lamelami (0,3 x 0,45 mm), hyperstenom (0,2 mm), amfibolom s tmavohnedým pleochroizmom a opakovým lemom. Vyskytuje sa vo forme veľkých výrastlíc alebo malých kryštálov s veľkosťou 0,15 mm. Prítomné sú glomeroporfyrické zhluky pyroxénu, plagioklasu a opakového minerálu.

Modálne zloženie v %: základná hmota 61,22; plagioklas 28,86; hypersten 1,96; augit 3,26; amfibol 0,70; glomeroporfyrické zhluky 2,76; opakové minerály 1,24.

128 augiticko-hyperstenický andezit s amfibolom

Tvorí asi 50 m hrubý prúd južne od kóty Močilná skala, kde vystupuje na povrch v podloží pemzových tufov. Strednozrnný andezit je čiernej až tmavosivej farby. Vrchná časť prúdu má doskovitú odlučnosť, spodná blokovú. V blízkosti tektonickej poruchy ssv.-jjz. smeru, východne od osady Kostolná je andezit propylitizovaný až argilitizovaný.

127 hyperstenicko-amfibolický andezit s biotitom

Nachádza sa vo forme prúdu hrúbky asi 50 m sv. od osady Iviny. Je pravdepodobné, že tento prúd je súčasťou hypotetického vulkanického dómu, z ktorého sa zachoval len relikt v podobe extruzívnej brekcie v Suchohradnej doline.

Modálne zloženie v %: základná hmota 73,12; plagioklas 19,23; amfibol 3,75; hypersten 3,02; biotit 0,16; opakové minerály 0,72.

126 amfibolický andezit

V podobe lávových prúdov je zriedkavý. Jediné výskyty sú na jz. svahu Prostredného vrchu a v okolí kóty 385,6 nad Dúbravským potokom. Hrúbka prúdov je 15–20 m. Odlučnosť je lavicovitá, s plošne paralelným usmernením amfibolov. Štruktúra andezitu je porfyrická, základná hmota hyalopilitická, farba čiernosivá až hnedastá.

Vulkanické dómy

Reprezentujú záverečnú etapu vývoja spodnobádenského stratovulkánu, reprezentovaného formáciou Rohy. Vulkanické dómy sú akumulované vo vígľašskej vulkanotektonickej depresii v pásme dlhom asi 11 km, so šírkou maximálne 6 km. Pásmo je predĺžené približne v smere sever – juh (Dublan in Konečný et al., 1975; Dublan in Dublan et al., 1981). V rámci vymedzeného pásma sa vulkanické dómy hniezdovito sústreďujú do niekoľkých oblastí:

A/ oblasť Iviny (plocha 11 km^2) sa nachádza v najsevernejšej časti pásma. Vulkanické dómy sú tu rozmiestnené približne koncentricky. Vyčlenené sú dómy Šiagiho vrch, Iviny, Podhájno a hypotetický dóm v Suchohradnej doline.

B/ oblasť Rohy (plocha asi 25 km^2) má koncentrické usporiadanie dómov. Priemer koncentrickej štruktúry je asi 4 km, ak meriame líniu, spájajúcu predpo-

kladané prívodné centrá dómov. Centrálna zóna tejto štruktúry je tvorená hydrotermálne premeneným intruzívno-extruzívnym jadrom s priemerom 2–2,5 km. Jednotlivé telesá vulkanických dómov sú pomenované podľa geografických názvov kopcov: Rohy, Prostredný vrch, Holý vrch, Švošť, Perina, Krpeľný vŕšok, Zlatý vŕšok. V súčasnej podobe vo všetkých prípadoch predstavujú len relikty pôvodných domatických vulkanických štruktúr. V súhlase s klasifikáciou vulkanických dómov (Enami a Michel, 1982) zaraďujeme ich medzi endogénne dómy (s vejárovitou stavbou), dómy s prechodom do lávových prúdov (flowing domes) a pravdepodobne aj medzi intruzívne dómy (kryptodómy).

C/ oblasť Chvojné – Syroň sa nachádza mimo mapovaného územia v Javorí a nadväzuje na oblasť B – Rohy. Je to opäť morfologicky výrazná skupina niekoľkých dómov – Dolné Chvojné, Horné Chvojné a Syroň.

D/ na území severne od Vígľaša sa nachádza excentricky lokalizovaný dóm Kaplná. Od oblasti B – Rohy – je vzdialený na západ asi 2,5 km, stále však vnútri vígľašskej depresie.

Depresia je potvrdená geofyzikálne aj vrtmi, napr. P-6 (692,5 m) a P-7 (527 m), (Pulec, 1966). Vrty overili propylitizovaný stratovulkanický komplex, ktorý považujeme za formáciu Rohy, podložie však nedosiahli. Vrt DV-24 (650 m) potvrdil intruzívno-extruzívnu zónu v okolí Zlatého vŕška a migmatity v podloží v hĺbke asi 473 m (Mihaliková, 1985). Všetky tieto vrty dokazujú areálnu hydrotermálnu metamorfózu vulkanických komplexov v rámci vígľašskej depresie.

125 extruzívne brekcie vulkanických dómov

Extruzívne brekcie, ktoré vznikali počas rastu dómov, sa zachovali len v podobe brekciovitého lemu v okrajoch dómov. Brekcie majú vždy rovnaké petrografické zloženie ako nebrekciovitá časť telesa, z ktorého vznikli. Sú však intenzívnejšie autometamorfované, čo sa prejavuje vyšším stupňom oxidácie Fe v úlomkoch. Farba brekcie je hnedotehlovočervená s fialovým odtieňom. Úlomky si zachovávajú páskovanú textúru okrajových častí vulkanického dómu, pričom v smere fluidality sú orientované aj porfyrické výrastlice. Veľkosť úlomkov extruzívnych brekcií je veľmi variabilná, prevládajú však úlomky nad 10 cm až do 2 m. Šírka brekciovitých zón je rôzna. Pohybuje sa od 10 do niekoľko 100 m. Niektoré brekcie sú tmelené pórovitou lávovou hmotou, iné majú nedostatok výplňovej hmoty medzi úlomkami.

124 hyperstenicko-amfibolický andezit

Vyskytuje sa pri dómoch Podhájno, Šiagiho vrch a Zlatý vŕšok. Relikt vulkanického dómu Podhájno má pretiahnutý tvar. Od kóty 710,6 sa dá sledovať jz. smerom v dĺžke asi 3 km pri šírke približne 500 m, len v okolí Kostolnej sa

rozširuje na 1 km. Predstavuje prípad extruzívneho vulkanického dómu s centrom v okolí kóty Podhájno s postupným prechodom do lávového prúdu. V centrálnej časti telesa sa pozorujú tzv. „friction" brekcie, ktoré vznikli v dôsledku trenia pri rôznej rýchlosti výstupu diferencovaných, solidifikovaných častí vulkanického dómu. Na východnom okraji hranicu extrúzie s okolitými horninami tvorí brekcia tmelená pórovitou lávou. Miestami sa objavuje nepravidelná stĺpcovitá odlučnosť.

Šiagiho vrch je extrúzia domatickej formy zachovaná len čiastočne. Priebeh fluidality naznačuje vejárovitú formu endogénneho vulkanického dómu. Východne od extrúzie je zistená zóna hydrotermálnych premien argilitovej fácie. Hydrotermálne premenený je aj vulkanický dóm Zlatý vŕšok. Vulkanické dómy sú v celom rozsahu v rôznom stupni autometamorfované. Andezity sú tehlovočervenkavej farby. Majú porfyrickú štruktúru s mikroliticko-skrytokryštalickou až hyalopilitickou základnou hmotou, ktorá je v dôsledku autometamorfných procesov nehomogénna, škvrnitá. Andezity sú strednozrnné s plagioklasmi (1–3 mm, An_{52}), amfibolmi s opacitovým lemom (0,5–2,5 mm) a hyperstenmi (0,5–1 mm).

Tab. 6 Modálne zloženie hyperstenicko-amfibolických andezitov v %

Číslo vzorky	Šiagiho vrch	Podhájno		
	171	212	215	221
základná hmota	60,52	74,40	58,16	73,12
plagioklas	25,85	15,30	28,62	19,23
amfibol	9,46	4,90	3,38	3,91
hypersten	2,99	3,67	6,86	3,02
opakové minerály	1,18	0,72	1,02	0,72
glomeroporfyrické zhluky	–	1,01	–	–
póry	–	–	1,96	–

123 biotiticko-hyperstenický dacitoidný andezit

Je potvrdený len pri vulkanickom dóme Švošť, ktorý sa nachádza severne od kóty Rohy. V teréne sa prejavuje v podobe izolovaného kopca, ktorý prevyšuje plochý reliéf Slatinskej kotliny o 167 m. V horizontálnom reze má elipsovitý tvar veľkosti 1 x 1,5 km. V centrálnej časti vulkanického dómu sú sklony fluidality strmé, pri okrajoch sa preklápa až do 10°. Ak sú prítomné väčšie dutiny po úniku plynov, sú sploštené v smere fluidality. Na južnom okraji vulkanického dómu erozívny zrez zachytáva na báze blokovú extruzívnu brekciu, ktorej bloky dosahujú veľkosť až 3 m. Distribúcia úlomkov je chaotická. Kontaktné spekanie fragmentov nasvedčuje na formovanie v žeravom stave. Bloky majú viditeľnú

páskovanú textúru. Je zaujímavé, že brekcia nie je autometamorfovaná. Všetky minerály sú nezmenené a základná hmota je sklovitá. Nebrekciovitá časť dómu má červenkavú farbu a základná hmota je pigmentovaná oxidmi Fe.

Tab. 7 Modálne zloženie vulkanického dómu Švošť a okrajovej extruzívnej brekcie v %

	Švošť-dóm	extruzívna brekcia	
číslo vzorky	31	32	
základná hmota	54,91	56,78	53,84
plagioklas	36,41	37,62	38,83
hypersten	4,70	3,54	4,23
biotit	2,17	0,82	1,07
kremeň	0,89	0,61	0,83
apatit	0,06	–	–
opakové minerály	0,86	0,63	0,68
glomeroporfyrické zhluky	–	–	0,52

122 amfibolicko-augiticko-hyperstenický andezit

Je zistený južne od Detvy na geomorfologicky čiastočne individualizovanom Krpeľnom vŕšku (kóta 419,5). Andezit má na vrchole sivočiernu farbu a nepravidelnú blokovú odlučnosť bez znakov fluidality. V najvyššej zachovanej časti telesa je andezit rozpraskaný a v jeho nadloží sa vyskytuje andezitový tuf červenej farby v dôsledku kontaktných termálnych účinkov andezitu na nadložie. Z toho dôvodu považujeme Krpeľný vŕšok za kryptodóm, ktorý neprenikol až na povrch, ale stuhol pod vrstvou pyroklastík. Andezit je zložený z hyalopilitickej základnej hmoty a výrastlíc plagioklasu (1 mm), hyperstenu (1,5 mm), augitu (0,5 mm) a silne opacitizovaného amfibolu (0,3 mm).

Modálne zloženie kryptodómu Krpeľný vŕšok v %: základná hmota 61,27; plagioklas 24,00; hypersten 5,51; augit 3,68; amfibol 2,00; opakový minerál 1,87; glomeroporfyrické zhluky 1,67.

Druhou lokalitou kde sa vyskytuje hornina podobného zloženia je Kaplná, južne od Vígľaša. Patrí k typom "flowing dome" sprevádzaným extruzívnou brekciou. Na juhovýchodnom okraji telesa sú indície na protrúziu čiastkového telesa, ktoré pôvodne na povrchu mohlo mať tvar pelejskej ihly. Andezit je porfyrický, strednozrnný, tmavosivej farby.

Modálne zloženie vulkanického dómu Kaplná v %: základná hmota 65,62; plagioklas 26,23; hypersten 4,78; augit 0,61; amfibol 1,01; opakový minerál 0,94; apatit 0,07; glomeroporfyrické zhluky 0,47; póry 0,27.

121 hyperstenicko-amfibolický andezit s biotitom

Vo forme vulkanického dómu typu „flowing dome" sa tento typ andezitu vyskytuje východne od osady Iviny, podľa ktorej je pomenovaný. Centrum telesa tvorí izolovaný kopec sv. od kóty Podhájno, ktorý prechádza do lávového prúdu hrúbky až 90 m. Makroskopicky má andezit porfyrickú štruktúru, ktorá však vo vrchnej časti telesa prechádza do vitrofýru s veľmi nízkym zastúpením výrastlíc. V nižších úrovniach je základná hmota hyalopilitická, porfyrické výrastlice tvorí zonálny plagioklas, uzatvárajúci hojne vulkanické sklo (1,5 mm, An_{53}), amfibol má výrazný žltozelený pleochroizmus, pri strope telesa je čerstvý, pri báze opacitizovaný (0,5–1 mm), hypersten je slabo pleochroický (0,3 mm), biotit korodovaný. Podobné zloženie má aj endogénny vulkanický dóm Holý vrch jz. od Detvy. Má eliptický prierez veľkosti 400 x 600 m a reliktnú výšku asi 80 m. Strmú fluidalitu dómu sprevádza aj usmernenie minerálov. Farba andezitu je tmavosivá.

Tab. 8 Modálne zloženie vulkanických dómov Iviny a Holý vrch v %

	Iviny		Holý vrch			Priemer
	220	502	349	353	356	
základná hmota	66,73	65,36	59,25	61,95	69,24	64,51 ± 3,94
plagioklas	25,18	23,42	29,16	27,60	22,72	25,62 ± 2,73
hypersten	3,45	4,07	2,93	1,78	0,12	2,46 ± 1,55
amfibol	3,80	5,14	5,32	7,09	6,52	5,57 ± 1,28
biotit	0,11	0,27	1,73	0,99	0,66	0,75 ± 0,65
glomer. zhluky	–	0,85	–	–	0,48	0,27 ± 0,39
opakové minerály	0,73	0,94	1,60	0,59	0,26	0,82 ± 0,50

120 amfibolický andezit

Táto petrografická varieta tvorí telesá domatickej formy. Geneticky aj priestorovo s nimi asociujú produkty vulkanických explózií – tufy, pyroklastické brekcie a redeponované pyroklastiká. Zloženie amfibolických andezitov majú štyri vulkanické telesá: endogénny vulkanický dóm Rohy veľkosti 1,2 x 1,7 km, endogénny vulkanický dóm Prostredný vrch veľkosti 0,7 x 0,7 km, skupina „flowing domes" – Perina, veľkosti 6 km^2, centrálna extrúzia jv. od Zlatého vŕška (priemer telesa asi 1,5 km).

Andezity okrem amfibolu obsahujú prímes hyperstenu a ojedinele aj biotitu. Amfiboly sú všeobecne metamorfované, s hrubou opacitovou obrubou, maximálnej veľkosti 1 cm. Pyroxény sa vyskytujú len v podobe mikrolitov

základnej hmoty. V brekciovitých okrajoch vulkanických dómov je andezit pórovitý, tehlovočervenej farby a pomerne mäkký. Vnútri vulkanických dómov je pevný, sivočiernej farby. Obsah amfibolu v rôznych častiach telesa je variabilný.

Tab. 9 Modálne zloženie vulkanických dómov Rohy, Prostredný vrch a Perina v %

	Rohy				Pro-stredný vrch	Perina	Priemer
Číslo vzorky	22	27	28	383	26	238	
základ. hmota	57,90	67,42	77,18	76,99	68,80	68,22	69,42 ± 7,16
plagioklas	23,92	23,34	10,52	7,92	17,95	21,50	17,53 ± 6,81
amfibol	7,91	7,22	10,93	14,54	11,80	7,74	10,02 ± 2,90
hypersten	0,52	0,29	0,47	0,20	0,38	1,01	0,48 ± 0,29
augit	–	–	0,37	–	–	–	–
biotit	0,42	–	–	–	–	0,13	–
apatit	–	–	–	–	0,05	–	–
opakové miner.	0,90	0,65	0,53	0,35	1,02	1,40	0,81 ± 0,38
póry	8,43	1,08	–	–	–	–	–

Dajky

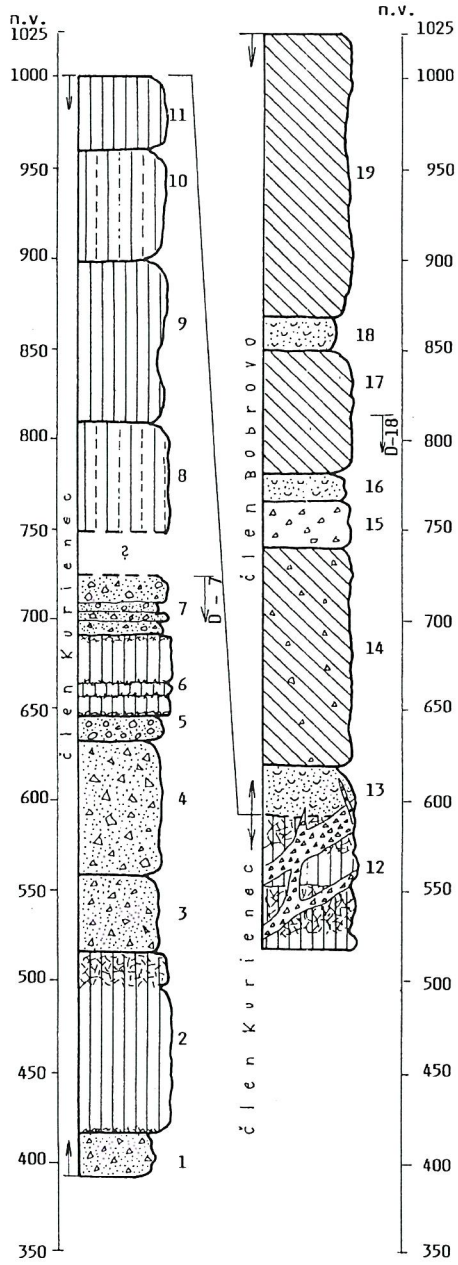
Opísané sú dve dajky, jedna, s veľkosťou 200 x 750 m, sa nachádza na južnom úpätí Holého vrchu, druhá, s veľkosťou 100 x 130 m, v Suchohradnej doline.

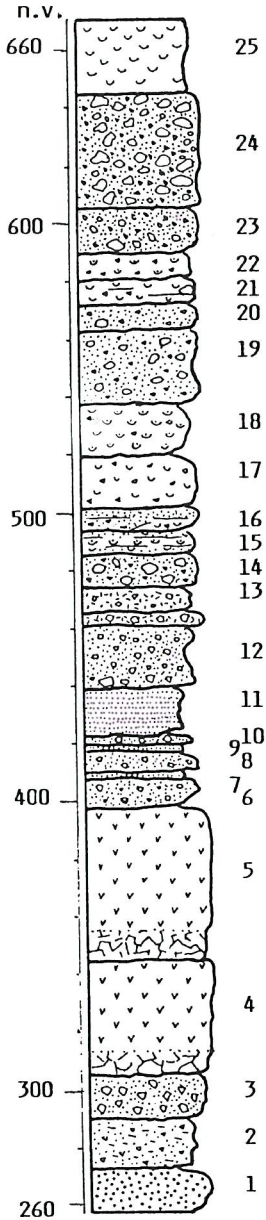
119 hyperstenicko-amfibolický andezit s biotitom

Tvorí dajku v Suchohradnej doline, a má podobné zloženie ako vulkanický dóm Iviny. Dajka preniká cez extruzívnu brekciu, ktorú spájame s hypotetickým vulkanickým dómom. Dajka môže predstavovať prienik z internejšej časti dómu do extruzívnej brekcie.

118 biotiticko-hyperstenicko-amfibolický andezit

Na južnom úpätí Holého vrchu je teleso, ktoré môžeme považovať za prívodnú dajku povrchovej časti nezachovaného dómu. Andezit sa vyznačuje prúžkovanou fluidalitou, ktorá sa prejavuje striedaním sivých a sivočiernych


n.v.
1025
1000
950
900
850
800
750
700
650
600
550
500
450
400
350
11
10
9
8
?
7
6
5
4
3
2
1
člen Kurienec
0–7
člen Bobrovo
19
18
17
0–18
16
15
14
13
12
člen Kurienec


n.v.
660
600
500
400
300
260
25
24
23
22
21
20
19
18
17
16
15
14
13
12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

Obr. 9 Litostratigrafický profil formácie Šútovka – člen Lvoze (podľa vrtu HPO-1), asi 7 km sz. od centra vulkánu Šútovka

1 – permské arkózy, 2 – lapilovo-siltovcový tufit s úlomkami nevulkanických hornín (18 m), 3 – redeponovaná lávová brekcia (15 m), 4 – lávový prúd pyroxenického andezitu (30 m) na báze s lávovou brekciou (11 m), 5 – lávový prúd pyroxenického andezitu (53 m) na báze s lávovou brekciou (9 m), 6 – strednoúlomkovitá brekcia – konglomerát amfibolicko-pyroxenického andezitu (10 m), 7 – hrubozrnný andezitový pieskovec (2 m), 8 – strednoúlomkovitá brekcia amfibolicko-pyroxenického andezitu s piesčitým vytriedeným matrixom (8 m), 9 – planárne zvrstvený andezitový pieskovec (2 m), 10 – bloková brekcia amfibolicko-pyroxenického andezitu (3,5 m), 11 – súvrstvie andezitových pieskovcov s uhoľným detritom (16 m), 12 – gradačne zvrstvená laharová brekcia. Úlomky sú z pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov, matrix piesčitý (22 m), 13 – dve vrstvy blokovej brekcie pyroklastických prúdov (9 a 5 m), 14 – laharová bloková brekcia pyroxenického andezitu (11 m), 15 – zvrstvený pemzový tuf (8 m), 16 – súvrstvie tufov, brekcií a pieskovcov (7,7 m), 17 – lapilový andezitový tuf s kryštalolitoklastickým matrixom (18,3 m), 19 – laharová brekcia pyroxenického andezitu s nevytriedeným matrixom (24,7 m), 21 – redeponovaný zvrstvený tuf s 15 % obsahom úlomkov až blokov do 70 cm (9,1 m), 22 – lapilovo-pemzový tuf pyroxenického andezitu s pemzovo-piesčitým matrixom (9,3 m), 23 – laharová brekcia pyroxenického a amfibolicko-pyroxenického andezitu (15,2 m), 24 – laharová bloková brekcia pyroxenického andezitu s piesčitým matrixom (40 m), 25 – ryodacitové tufy nadložnej formácie Strelníky – člen Bečov

Obr. 10 Litostratigrafické profily formácie Šútovka – člen Kurienec a formácie Strelníky – člen Bobrovo (podľa mapovania a vrtov D-7 a D-18)

1 – lahar epiklastickej, drobnoúlomkovitej brekcie pyroxenického andezitu, propylitizovaný (viac ako 25 m), 2 – lávový prúd augiticko-hyperstenického andezitu, vo výškovej úrovni 475–463 m a 421–419 m je andezit bentonitizovaný, inak propylitizovaný (99 m), 3 – lahar epiklastickej brekcie augiticko-hyperstenického andezitu, chloritizovaný karbonatizovaný (42,5 m), 4 – lahar – polygenetická hornina, masová redepozícia pyroklastického prúdu alebo konglomerátov, propylitizovaný (76 m), 5 – slabo opracovaný strednozrnný konglomerát hyperstenického andezitu s bentonitizovaným jemnozrnným matrixom (13 m), 6 – tri lávové prúdy pyroxenických andezitov ± augit, amfibol s lávovými brekciami (44 m), 7 – súvrstvie laharov epiklastických brekcií hrubých až blokových pyroxenických andezitov (90 m), 8 – lávový prúd amfibolicko-hyperstenického andezitu s augitom, propylitizovaný (65 m), 9 – lávový prúd augiticko-hyperstenického andezitu, propylitizovaný (90 m), 10 – lávový prúd amfibolicko-hyperstenického andezitu s augitom, propylitizovaný (60 m), 11 – lávový prúd augiticko-hyperstenického andezitu, propylitizovaný (60 m), 12 – propylitizované lávové prúdy pyroxenických andezitov a lávových brekcií sú preniknuté intruzívno-explozívnymi dajkami ryodacitov, niekedy s polymiktným materiálom (andezity, ryodacity, kryštalické bridlice) (65 m), 13 – hrubozrnný freatomagmatický tuf (?25 m), 14 – brekciovitý biotitický ryodacit nevyriešenej genézy (121 m), 15 – lapilová explozívna brekcia biotitického ryodacitu s ojedinelými blokmi (24 m), 16 – rytmicky vrstevnatý jemno až hrubozrnný freatomagmatický tuf biotitického ryodacitu, miestami argilitizovaný (16 m), 17– prúd (?) biotitického ryodacitu, spodný kontakt je 60°, na báze v hrúbke asi 25 m je brekciovitý (70 m), 18 – súvrstvie freatomagmatických tufov biotitického ryodacitu (18 m), 19 – biotitický ryodacit hrúbky až 155 m pravdepodobne predstavuje štruktúru typu "flowing dome", ktorej veľká časť je oderodovaná

prúžkov. Dajka k okrajom telesa prechádza do brekcie. Porfyrické výrastlice tvorí plagioklas (1 až 2 mm, An_{45}) a amfibol ihličkovitého tvaru (0,5–15 mm); hypersten a biotit sú zriedkavé – veľkosti 0,1–1,3 mm. Základná hmota je mikrolitícko-skrytokryštalická.

Modálne zloženie v %: základná hmota 59,06; plagioklas 29,07; amfibol 5,31; hypersten 2,41; biotit 1,73; opakové minerály 1,60; póry 0,32.

Spodný sarmat (spodná časť)

Spodná stavba polygénneho stratovulkánu Poľana (13,32 – 13,58 mil. r.)

Formácia Šútovka

Do tejto formácie sú zahrnuté všetky vulkanické horniny, vyskytujúce sa v podloží formácie Strelníky, ktorých prívodné kanály sú spojené s centrálnou vulkanickou zónou polianskeho polygénneho stratovulkánu (Dublan, 1979, 1980, 1981, 1991). Z vulkanologického aspektu predstavuje relikty stratovulkánu takmer úplne pochovaného pod mladšími vulkanickými komplexmi. Formácia je zložená z dvoch členov. Periférnu a prechodnú vulkanickú zónu stratovulkánu zastupuje člen Lvoze. Je zložený zo všetkých základných litogenetických typov vulkanoklastických hornín – súvrstvia epiklastických brekcií, konglomerátov až brekcií, pieskovcov všetkých zrnitostných kategórií, brekcií pyroklastických prúdov a redeponovaných aglomerátov, tufov a andezitových prúdov. V periférnej zóne však prevládajú epiklastické horniny. Maximálna hrúbka člena je asi 370 m. Na povrch vystupuje v sz. časti mapovaného územia, na iných miestach, napr. východne od Detvy, je pochovaný pod strelníckou formáciou. Člen Kurienec sa v súčasnom erozívnom zreze vyskytuje na západnom a južnom okraji kaldery Bobrovo. Je však aj hlboko pochovaný v kaldere, kde tvorí podložie kalderovej výplne, ktorá je budovaná horninami formácie Strelníky (vrt D-18, Dublan in Dublan et al., 1979). Vrchnú časť profilu člena Kurienec tvorí efuzívny komplex lávových prúdov, spodnú súvrstvie epiklastík a pyroklastík s ojedinelými lávovými prúdmi. Predpokladaná hrúbka člena v okolí kaldery je asi 800 m, z toho hrúbka dokázaná vrtom D-7 a mapovaním 620 m.

Stratigrafická pozícia sa od roku 1979 postupne spresňovala až po súčasný stav. Na stratigrafické zaradenie formácie Šútovka sú k dispozícii údaje z datovania troch vzoriek z vrtu D-1 (Repčok, 1980, veky: 13,7 ± 0,3, 13,7 ± 0,3, 13,6 ± 0,4 mil. r.).

Tieto údaje sa neskoršie využili na stanovenie pravdepodobného veku vrchnej a spodnej hranice formácie a tým aj veku stratovulkánu Šútovka (Dublan, 1993). Vek vrchnej hranice je približne 13,322 mil. r., vek spodnej hranice približne 13,581 mil. r. Z toho vyplýva, že vulkán Šútovka bol aktívny asi 260 000 rokov. Na stanovenie veku hraníc vulkanickej aktivity bol použitý vzorec $y = 13,581 - 0,0007\ x$,

y = vek hranice v mil. rokov, x = hrúbka formácie v metroch, platí len pre perifernu vulkanickú zónu (Dublan, 1993). Porovnanie intervalu aktivity s rádiometrickou časovou škálou centrálnej Paratetýdy (Vass et al., 1985) umožňuje formáciu Šútovka (a vulkán Šútovka) zaradiť do spodnej časti spodného sarmatu.

Tab. 10 Prehľad datovaných vzoriek formácie Šútovka podľa I. Repčoka, 1978,1980 in L. Dublan, 1993

Číslo vzorky	Vek anal. amfibolu	Vek vzorky	Názov horniny	Lokalita	Rok
D-1 140,2	13,53 13,53 14,09	13,7 ± 0,3	augiticko- -hyperstenicko- -amfibolický andezit brekcia	od Detvy – sídlisko východne asi 3 km. Od kóty 511,5 – Nad priekopou – na SV asi 350 m	1980
D-1 154,6	13,52 13,55 13,75 13,96	13,7 ± 0,3	augiticko- -hyperstenicko- -amfibolický andezit brekcia	od Detvy – sídlisko východne asi 3 km. Od kóty 511,5 – Nad priekopou – na SV asi 350 m	1980
D-1 197,3	13,10 13,55 13,55 13,60 13,98	13,6 ± 0,4	hyperstenicko- -amfibolický andezit brekcia	od Detvy – sídlisko východne asi 3 km. Od kóty 511,5 – Nad priekopou – na SV asi 350 km	1980

Formácia Šútovka – člen Lvoze

Epiklastické horniny andezitového zloženia

Predstavujú významnú zložku profilu. Ich zastúpenie so vzdialenosťou od erupčného centra percentuálne narastá. Napr. v okolí kóty Lvoze na sz. okraji vulkanitov epiklastiká tvoria viac ako 95 % objemu hornín. Ak sú prítomné tufy, redeponované pyroklastiká alebo lávové prúdy, tak len ojedinele a s hrúbkou niekoľko metrov, čo sa na mape nedá vyjadriť. Ale o 3 km bližšie k centru je situácia iná. Podľa vrtu HPO-1 sa zistilo, že tufy sa nachádzajú v množstve asi 13 %, pyroklastické prúdy 7 %, andezitové prúdy 26 %, epiklastické horniny 54 %.

117 andezitové konglomeráty

Vyskytujú sa severne od obce Strelníky v doline Hutná vo vrstve hrubej až 20 m, alebo vo forme šošoviek v rozličných výškach profilu v území medzi

Povrazníkom a kótou Lvoze. Konglomeráty majú litoidný, piesčitý, podporný matrix. Veľkosť obliakov je variabilná od 5–10 cm po bloky veľkosti až 0,5 m. Tvorí ich amfibolicko-pyroxenický andezit. Z konglomerátov existujú postupné prechody do epiklastických andezitových brekcií.

116 hruboúlomkovité epiklastické andezitové brekcie až konglomeráty

Sú najviac zastúpenou varietou. Pre značnú premenlivosť obsahu a veľkosť úlomkov, zrnitosť sa dá posúdiť len pri väčších odkryvoch. Je zistené, že so vzdialenosťou od centra sa znižuje veľkosť úlomkov, zvyšuje sa ich opracovanie a vytriedenie matrixu. V profile sa prejavujú aj faciálne prechody striedaním piesčitých a blokových vrstiev až do polôh tvorených výlučne blokmi. V okolí Ľubietovej sú prítomné aj vložky redeponovaných pemzových tufov hrúbky 1–2 m. Medzi úlomkami prevláda hyperstenický andezit s variabilným, ale nízkym obsahom amfibolu, menej amfibolicko-hyperstenický andezit.

Modálne zloženie hyperstenického andezitu s amfibolom v %: základná hmota 51,92; plagioklas 29,85; hypersten 16,26; amfibol 0,39; opakové minerály 1,58.

115 drobnoúlomkovité epiklastické vulkanické brekcie až konglomeráty

Od predchádzajúceho typu sa líšia len absenciou úlomkov nad 10 cm. Našli sa v rôznych výškach súvrstvia v polohách hrúbky 5–15 m. Vo vulkanických reliktoch z. a jz. od Ľubietovej tieto horniny miestami prevládajú, typický je vyšší obsah piesčitej zložky a výraznejšie je aj zvrstvenie. Často sa pozoruje striedanie niekoľko metrov hrubých vrstiev epiklastických pieskovcov s brekciami rôznej zrnitosti. Úlomky sú tvorené amfibolicko-hyperstenickými andezitmi s augitom.

114 epiklastické vulkanické pieskovce

Vyskytujú sa hlavne v periférnej vulkanickej zóne. Všeobecne majú formu pretiahnutých šošoviek hrúbky niekoľko dm, miestami aj vrstvy hrúbky 5–10 m. Ak sú hrubšie, majú vyšší obsah úlomkov – až do 15 % – a sú menej vytriedené. Petrografické zloženie majú rovnaké ako brekciovité variety epiklastík. Pieskovce sú litoidné, zastúpenie vulkanických kryštaloklastov je nízke, zrnitosť hrubo piesčitá, niekedy sú prítomné ojedinelé obliaky andezitov. Epiklastický materiál pochádza zo svahu sopky a je výlučne vulkanického pôvodu.

Lávové prúdy a lávové brekcie

Nachádzajú sa vo všetkých vzdialenostiach od erupčného centra. Na území severne a východne od Detvy prevažne nevystupujú na povrch. Lávové prúdy sú

súčasťou stratovulkanickej stavby efuzívno-explozívneho vulkanizmu (vrty D-1, D-3). Vyskytujú sa v súvrství tvorenom brekciami pyroklastických prúdov, tufmi, siltovcami, pieskovcami atď., medzi ktorými tvoria len ojedinelé telesá hrúbky pod 10 m. Petrograficky patria k amfibolickým andezitom a pyroxenickým andezitom s amfibolom. Južne od Detvy sa lávový prúd nachádza v bezprostrednom podloží formácie Strelníky. Západne od Detvy sú tri izolované relikty lávových prúdov v nadloží formácie Rohy, tie zaraďujeme do člena Lvoze.

113 pyroxenický andezit s amfibolom

V sz. časti územia sa zistil na dvoch miestach, a to na kontakte s podložím v okolí kóty Granátka a druhý výskyt na upätí kóty Lvoze. Andezit v okolí Granátky je miestami brekciovitý s prechodom do lávových brekcií. Je veľmi zvetraný ale pevný, tmavosivej až čiernosivej farby. Zachovaná hrúbka prúdu je asi 25 m. Andezit je strednozrnný, porfyrický. Výrastlice sú veľkosti 0,5–1,5 mm, amfibol pod 0,5 mm nie je opacitizovaný.

Modálne zloženie v %: základná hmota 62,61; plagioklas 28,22; hypersten 5,63; amfibol 0,73; opakové minerály 2,81.

Andezit na úpätí kóty Lvoze sa nachádza takmer na báze vulkanitov. V podloží má 5–10 m hrubú polohu pyroklastického prúdu. Hrúbka andezitu je asi 5 m. Preto nie je vyznačený na mape. Andezit má masívny vzhľad, nepravidelnú odlučnosť, je hydrotermálne premenený, zvetraný. Je podobný ako predchádzajúci, líši sa len hydrotermálnou premenou a prítomnosťou augitu, tridymitu a karbonátu.

Modálne zloženie v %: základná hmota 49,75; plagioklas 26,90; hypersten 10,22; augit 2,79; amfibol 0,44; glomeroporfyrické zhluky 7,95; opakové minerály 1,92; tridymit 0,30.

112 augiticko-amfibolicko-hyperstenický andezit

Tvorí lávový prúd kóty Ježová, západne od Detvy, s hrúbkou 42 m. Vyskytuje sa v nadloží formácie Rohy. Má doskovitú lamináciu a na báze niekoľko metrov hrubú lávovú brekciu červenavej farby. Strednozrnný andezit je pevný, nezmenený, sivočiernej farby. Prúd sa vylial do vyerodovaného žľabu. Je uložený na redeponovaných aglomerátoch amfibolicko-pyroxenického andezitu. Je zachovaný v dĺžke asi 600 m a šírke 150–180 m. Smer sklonu je približne 15° na VJV. Andezit je porfyrický, s pilotaxitickou základnou hmotou. V roku 1958 sa tu robil výpočet zásob (Šouba a Žůrková et al., 1958).

Modálne zloženie v %: základná hmota 56,49; plagioklas 36,95; hypersten 3,53; augit 0,64; amfibol 0,76; opakové minerály 1,63.

111 amfibolicko-hyperstenický andezit s augitom

Vo forme lávového prúdu je uložený priamo na vulkanickom dóme Perina v okolí kóty 624,5 Kochlačka. Hrúbka reliktu prúdu je pravdepodobne 60–80 m. Prúd má doskovitú lamináciu s úklonom 10–15° na východ. Andezit má porfyrickú štruktúru je strednozrnný, čiernosivej farby. Porfyrické výrastlice tvorí zonálny plagioklas (0,5–1,5 mm) – amfiboly ihličkovitého tvaru, dĺžky maximálne 0,5 mm, sú silne opacitizované. Vo východnej časti prúdu sa zistila aj slabá hydrotermálna premena.

Modálne zloženie v %: základná hmota 54,52; plagioklas 38,62; hypersten 4,60; amfibol 0,52; augit 0,08; opakové minerály 1,29.

110 amfibolicko-augiticko-hyperstenický andezit

Južne od Detvy, nad poriečnou nivou Slatiny je zachovaný relikt andezitového prúdu v podloží vulkanoklastík formácie Strelníky na ploche asi 3 km^2. Andezitový prúd má doskovitú až lavicovitú subhorizontálnu lamináciu. Je sivočierny, pevný, miestami, v okrajových častiach, kde prechádza do lávovej brekcie, autometamorfovaný. Možno predpokladať aj niekoľko lávových prúdov rovnakého zloženia uložených nad sebou. Pozorovateľná hrúbka andezitu je asi 60 m, báza je pod úrovňou nivy. Má strednozrnnú porfyrickú štruktúru, s mikrolitickou základnou hmotou. Porfyrické výrastlice plagioklasu sú veľkosti do 1,5 mm, amfibol je takmer úplne opacitizovaný, s veľkosťou do 0,5 mm, medzi pyroxénmi prevláda hypersten. Hojné sú glomeroporfyrické zhluky pyroxénov, niekedy spolu s plagioklasom.

Formácia Šútovka – člen Kurienec

Vyskytuje sa na povrchu západne a južne od kalderového zlomu, od ktorého po obidvoch stranách Hrochotskej doliny pokračuje do vzdialenosti asi 2 km. Je zakrytý mladšou formáciou Abčina. Južne od kalderového zlomu vystupuje z podložia člena Kopa v pruhu s dĺžkou asi 3 km, v šírke 500 m. V centrálnej časti v kaldere je člen Kurienec zakrytý mladšou kalderovou výplňou ryodacitového vulkanizmu člena Bobrovo. Vrchnú časť profilu tvorí efuzívny komplex lávových prúdov a lávových brekcií, spodnú vulkanoklastiká. Inde tento člen nevystupuje na povrch. Geologický profil bol zistený mapovaním a vrtmi D-7, D-19 (Dublan et al., 1979).

Propylitizované vulkanické brekcie, lávové prúdy, sily (nečlenené)

Tento komplex hornín bol pôvodne považovaný za lakolit. Neskôr sa zistilo, že ide skôr o silno hydrotermálne premenené lávové prúdy alebo sily a vulkano-

klastiká (Dublan, 1993). Tieto horniny sa pre veľkú zakrytosť terénu a silné hydrotermálne premeny mapovaním nedajú rozlíšiť.

109 intenzívne propylitizované andezitové brekcie a pevné telesá rôznej genézy

Vystupujú v južnej časti erozívnej kaldery v dĺžke 2,5 km a šírke asi 300 m. Vo výškovej úrovni svahu medzi 960–1 050 m. Pravdepodobná hrúbka je asi 80 až 100 m. Vrchná hranica je erozívna a zakrytá lávovými prúdmi formácie Veľká Detva. Na stratigrafické zaradenie tohto súboru hornín je rozhodujúce, že sú intrudované niekoľkými malými telesami ryodacitov, z ktorých jeden má určený vek na 13,2 ± 0,3 mil. r. (Repčok, 1980). Súvrstvie hydrotermálne premenených klastík pravdepodobne tvoria epiklastické brekcie. V spodnej časti profilu pristupujú aj lávové prúdy a sily. Všetky horniny sú intenzívne hydrotermálne premenené, sivozelenej farby. Porfyrické výrastlice sú úplne nahradené sekundárnymi minerálmi, základná hmota je premenená na zmes chloritu, ílovitého minerálu, karbonátov a kremeňa. Najmenej premenené sú plagioklasy. Fragmenty sa farebne odlišujú od matrixu, farbu majú sivú, matrix zelenú. Často však aj naopak. Petrografické zloženie úlomkov a matrixu je rovnaké, sú to amfibolicko-pyroxenické andezity. V prípade autoklastických brekcií sa pozoruje postupný prechod do pevného telesa. Matrix brekcií je zmenený na zmes chloritov, karbonátov, hydrosľudy, ílovitých minerálov, kremeňa a metakoloidov chloritov. Matrix obsahuje 15–25 % kryštaloklastov. Epiklastické brekcie zaujímajú pravdepodobne vrchnejšie časti profilu a sú premenené rovnako ako ostatné horniny.

Redeponované pyroklastiká andezitového zloženia

Predstavujú tú časť profilu, ktorá nevystupuje na povrch. Redeponované pyroklastiká rôznej zrnitosti vytvárajú vrstvy hrubé niekoľko metrov až desiatky metrov. Opisované sú len z vrtov (HPO-1, HPO-3, HPO-4, PO-4, D-1, D-3, D-7, Kluz et al., 1986; Dublan et al., 1979).

108 redeponované aglomeráty (iba v reze)
107 redeponované lapilové tufy (iba v reze)

Vyskytujú sa v rôznom zastúpení vo všetkých zónach stratovulkánu Šútovka. Prejavuje sa tendencia nárastu drobnozrnnejších fácií so vzdialenosťou od erupčného centra. Vo vrte HPO-1 sa striedajú vrstvy od drobnoúlomkovitých po blokové. Andezitové úlomky makroskopicky zastupuje pyroxenický andezit tma-

vosivej farby a amfibolicko-pyroxenický andezit. Matrix je tufovo-piesčitý, s drobnými úlomkami, vytvára podpornú hmotu úlomkov. Obsah fragmentov kolíše medzi 30–40 %, ich opracovanie je nízke, s jasnou subangularitou. Hrúbka vrstiev vo vrchnej časti profilu je 4 ± 3 m. V spodnej časti profilu je hrúbka vrstiev podstatne väčšia, asi 20 ± 8 m. Redeponované aglomeráty sa zistili aj východne od obce Detva vo vrtoch D-1, D-3. Tvoria len niekoľko vrstiev s hrúbkou pod 10 m. Z vrtu D-1 sa z takýchto brekcií odobrali vzorky na datovanie.

Pyroklastické horniny andezitového zloženia

Výsledkom explozívnej aktivity stratovulkánu je prítomnosť tufov a brekcií pyroklastických prúdov.

106 tufy (iba v reze)

Zistili sa aj vo vrtoch D-1, D-3, kde sa vyskytujú v rámci stratovulkanického profilu. Zložené sú zo subangulárnych úlomkov pyroxenicko-amfibolických andezitov s veľkosťou do 5 cm a obsahom pod 15 %. Matrix je tufový až tufovo-pieščitý, vytriedený. Prítomné sú úlomky pemzy do veľkosti 1 cm. Hrúbka vrstiev je 1–10 m. Hrubšie vrstvy tufov sa vyskytujú vo vrte HPO-1, v hĺbke 37,7–47,0 m je lapilový pemzový tuf, ktorý obsahuje úlomky pyroxenického andezitu v množstve 20 %, obsah pemzy je 30 %, matrix je pemzovo-piesčitý. Pemzové tufy sa vyskytujú aj v hĺbke 89,7–126,3 m.

105 brekcie pyroklastických prúdov (iba v reze)

Nachádzajú sa vo vrtoch D-1, D-3, HPO-1. Vo vrte D-1 v hĺbke 100 m je poloha chaotickej brekcie pyroklastického prúdu pyroxenicko-amfibolického andezitu hrubá asi 18 m. Vo vrte D-3 sú dva pyroklastické prúdy. V hĺbke 67,5 m hrubý asi 2,5 m a v hĺbke 151,5 m ďalší, hrubý asi 1 m. Oba sa skladajú z pyroxenicko-amfibolických andezitov. Vo vrte HPO-1 v hĺbke 153–162 m je strednoúlomkovitá brekcia pyroklastického prúdu a pod ňou bloková brekcia pyroklastického prúdu s hrúbkou asi 5 m. V tomto prípade sú zložené z amfibolicko-pyroxenického andezitu.

Lávové prúdy a lávové brekcie

104 augiticko-hyperstenický andezit s amfibolom

Zmapovaný je asi 1 km jz. od osady Kyslinky. Má doskovitú lamináciu s úklonom na S–SZ. Vo vrchnej časti telesa je odlučnosť prúdu hrubodoskovitá,

v strednej lavicovitá, v spodnej bloková. Andezit je pevný, sivočiernej farby, porfyrické výrastlice zonálnych plagioklasov vo vrchnej časti prúdu sú veľké 1,5–2,0 mm, v spodnej časti prúdu len 0,5 mm. Amfiboly (0,15 mm) sú celkom opacitizované. Pyroxény zastupuje hypersten s veľkosťou do 1,5 mm a augit s veľkosťou pod 1 mm. Vývoj základnej hmoty je hyalopilitický.

Modálne zloženie v %: základná hmota 61,11; plagioklas 27,34; hypersten 8,23; augit 2,52; amfibol 0,66; výrastlica korodovaného kremeňa 0,14.

103 amfibolicko-augiticko-hyperstenický andezit

Na malej ploche s dĺžkou 500 m a šírkou 200 m, vo svahu severne od Želobudzskej skaly v Hrochotskej doline, v podloží formácie Abčina vystupuje andezit s veľkoblokovou odlučnosťou, bez znakov fluidality alebo usmernenia minerálov, tmavosivej farby. Základná hmota je skryto kryštalická, porfyrické výrastlice tvorí plagioklas (1,5 mm); amfibol s hrubou opacitovou obrubou a s hnedým pleochroizmom (0,2 mm); augit a hypersten majú veľkosť do 0,5 mm. Hrúbka lávového prúdu je maximálne 50 m.

102 amfibolicko-hyperstenický andezit s augitom

Patrí medzi najrozšírenejšie variety. Vyskytuje sa v rôznych výškach stratovulkánu a v bezprostrednom kontakte s kalderovým zlomom, ktorý ho priečne odsekáva, podobne ako aj ostatné prúdy tvoriace svah vulkánu pri kaldere – oblasť „sommy". Od ostatných andezitov sa pre svoju drobnozrnnosť dá odlíšiť len mikroskopicky ako aj podľa toho, že je viac zvetraný ako pyroxenické andezity bez amfibolu.

Modálne zloženie v %: základná hmota 59,5; plagioklas 26,8; hypersten 5,4; amfibol 2,0; augit 0,4; opakové minerály 2,1; póry 3,8.

101 hyperstenický andezit

V podobe prúdu sa nachádza pod kótou Kurienec. Na východe je tiež odseknutý kalderovým zlomom. V nadloží je prikrytý aglomerátmi formácie Abčina. V podloží je súbor prúdov člena Kurienec. Hrúbka prúdu je asi 20 m.

Andezit je mierne propylitizovaný, veľmi ľahko zvetráva a je prestúpený systémom puklín, miestami s prechodom do tektonickej brekcie. Makroskopicky má hnedastú až hnedosivú farbu. Porfyrické výrastlice zonálnych plagioklasov (0,5 až 1,5 mm, An_{52}) sú v blízkosti zlomu kaolinizované. Hypersteny dosahujú veľkosť plagioklasov a obsah asi 5 %. Základná hmota je hyalopilitická.

100 augiticko-hyperstenický andezit

Patrí medzi najrozšírenejšie petrografické variety v člene Kurienec. Na svahoch Hrochotskej doliny vystupuje vo forme prúdov s hrúbkou 50–70 m, so smerom sklonu paralelným so svahom vulkánu. Stratovulkanický komplex je zastúpený niekoľkými lávovými prúdmi s lávovými brekciami aj vo vrte D-19 južne od Kysliniek. Všetky horniny sú hydrotermálne premenené. Pozoruje sa striedanie úsekov s rôznou intenzitou premien. Tam, kde je značná, dochádza k homogenizácii a premene na montmorillonit. Prítomná je mierna karbonatizácia a intenzívna chloritizácia. Ak je intenzita premien nízka, andezit je pevný, kompaktný, sivej až mierne zelenkastej farby. Štruktúra andezitu je porfyrická, strednozrnná, základná hmota mikroliticko-skrytokryštalická. Porfyrické výrastlice tvorí plagioklas (1 x 2 mm, An_{52}), hypersten (0,5–1 mm), augit (0,3–0,6 mm, ojedinele do 3 mm).

Modálne zloženie prúdu z vrtu D-19 (71,5–159,0 m) v %: základná hmota 52,2; plagioklas 29,7; hypersten 10,0; augit 6,3; opakové minerály 1,8. Hydrotermálne premenené augiticko-hyperstenické andezity sú aj vo vrte D-7 v Hrochotskej doline. Jeden z prúdov, ktorý na svojom povrchu nesie až 20 m hrubú lávovú brekciu, má celkovú hrúbku aj s brekciou až 100 m. V spodnej časti brekcia nie je vyvinutá, andezit leží bezprostredne na epiklastickej brekcii, ktorá je termicky ovplyvnená len do hĺbky 5 cm. Augiticko-hyperstenické andezity sa zistili aj v spodnej časti kaldery pod uloženinami ryodacitových hornín.

Intrúzie

Intrúzie, ktoré vekovo môžeme zaradiť do vulkanickej činnosti reprezentovanej členom Kurienec, je pomerne ťažko dokázať. Je to aj preto, že centrálna vulkanická zóna, kde je výskyt intrúzií bežný, je pochovaná hlboko v kaldere. Niektoré telesá andezitov, ktoré sú opisované ako lávové prúdy, môžu byť v skutočnosti sily v plášti vulkánu. Predpokladáme aj prítomnosť dajok intruzívno-explozívnych andezitových brekcií.

99 intruzívno-explozívne andezitové brekcie

Vrt D-8 (Dublan in Dublan et al., 1978), realizovanom jv. od Šafraníčky vo svahu erozívnej kaldery, od povrchu až do hĺbky 364 m overil intenzívne hydrotermálne premenenú intruzívno-explozívnu brekciu amfibolicko-pyroxenického andezitu s ojedinelým kremeňom. Farba brekcie je sivozelená. Veľmi variabilný obsah úlomkov kolíše od 5 % do 50 %. Veľkosť úlomkov je 0,5–20,0 cm. Niektoré majú páskovanú textúru zelenkavej a ružovkastej farby. Matrix brekcie

reprezentuje allotriomorfne zrnitá hmota, zložená z kremeňa, draselného živca, chloritu, karbonátu a illitu.

Na tieto zložky sú naložené aj metakoloidy chloritu, karbonátu a iné. Farba matrixu je ružovkastá. Úlomky zelenkavej farby sú pomerne izometrické, sféricita kolíše medzi 0,7 až 0,9, tvar je subangulárny až polooválny. Všetky porfyrické výrastlice okrem ojedinelého korodovaného kremeňa sú v hornine úplne premenené. Dublan (1979) predpokladal, že brekcia buduje mohutný sil až lakolit.

98 sil brekciovitého andezitu (len v reze)

V niektorých vrtoch realizovaných v erozívnej kaldere sú telesá andezitov, ktoré možno označiť s určitou pravdepodobnosťou ako sil. Takéto telesá na rozdiel od prúdov nie sú sprevádzané lávovými brekciami, ale samy môžu byť v celom rozsahu viac-menej brekciovité. Brekciovité sily môžu predstavovať niektoré autoklastické brekcie opisované vo vrte D-19 (Dublan in Dublan et al., 1979, napr. v hĺbke 248,90–270,00 m). Je to strednoúlomkovitá brekcia pyroxenického andezitu zelankavej a červenkavej farby. Veľkosť úlomkov je do 10 cm. Obsah je asi 30 %. Matrix je buď zelenkavej, alebo červenkavej farby, hydrotermálne premenený, pričom premena horniny ako celku je taká intenzívna, že brekciovitosť sa niekedy makroskopicky ani neprejavuje, za mokra áno.

Prítomnosť vulkanického silu pyroxenického andezitu je vyznačená (iba v reze).

Spodný sarmat (vrchná časť)

Stredná stavba polygénneho stratovulkánu Poľana
12,85–13,03 mil. r. [13,02–13,03 (?) mil. r.], formácia Strelníky

Prítomnosť acidného vulkanizmu v Poľane je známa už dávnejšie (Húsenica, 1955, 1956, 1958, 1968; Kuthanová, 1955; Kuthan, 1956 a iní), ale jeho skutočná funkcia, vývoj a postavenie v rámci stratovulkánu Poľana neboli známe.

V neskoršom období Dublan (1976) produkty acidného vulkanizmu Poľany vyčlenil ako samostatnú litostratigrafickú jednotku – formáciu Strelníky. Formáciu budujú horniny ryodacitového vulkanizmu Poľany. Rozdeľuje sa na dve jednotky nižšieho rádu – člen Bečov a člen Bobrovo. Do člena Bečov sú zaradené ryodacitové tufy, redeponované tufy, lapilové tufy, epiklastické horniny, andezitové konglomeráty, lahary, tufy pyroklastických prúdov a zmiešané ryodacitovo-andezitové epiklastické brekcie, pieskovce až konglomeráty. Primárny zdroj

ryodacitových tufov boli plíniovské explózie, nastupujúce po dlhotrvajúcej prestávke v aktivite vulkánu Šútovka, ktorý predstavuje spodnú stavbu polygénneho stratovulkánu Poľana. Tufy a ich redeponáty rôznej zrnitosti boli uložené na svahoch vulkánu v. a j. od Strelník a v periférnej zóne v okolí Sliača, Zvolena, Veľkej Lúky, Sampora, Bečova, Detvy. Na v. hranici vulkánu sa ojedinele vyskytujú niekoľko m hrubé relikty ryodacitových tufov uložených na veporickom podloží.

Explozívna aktivita sa skončila formovaním kaldery s priemerom asi 4 x 5 km (ktorú pomenúvame ako kaldera Bobrovo), lokalizovanej v centrálnej vulkanickej zóne stratovulkánu Šútovka. Pokračujúca vulkanická aktivita v ďalšom vývoji bola sústredená len na kalderu, ktorej ryodacitová výplň bola zjednotená do litostratigrafickej jednotky – člen Bobrovo. Člen je zložený z vulkanických dómov, lávových prúdov, tufových a brekciovitých vrstiev vzniknutých v dôsledku intrakalderových freatomagmatických a freatických erupcií, z centrálnej intrúzie ryodacitového porfýru a z dajok vystupujúcich mimo kaldery v okolí kalderového zlomu v podložných horninách patriacich k spodnej stavbe Poľany (vulkán Šútovka). Hrúbka akumulácií člena Bobrovo (v intrakalderovej zóne) je asi 700 m, pri ploche kaldery asi 16 km^2 je objem výplne približne 11,5 km^3. Hrúbka akumulácie člena Bečov v extrakalderovej oblasti je 10–150 m. Zachovaný objem pyroklastík je približne 11,5 km^3.

Stratigrafická pozícia formácie, vrchná časť spodného sarmatu, vyplýva z datovaných vzoriek obidvoch členov. Datovanie pomocou stôp po delení uránu urobil v r. 1980 Repčok (tab. 11).

Formácia Strelníky – člen Bečov

Ryodacitové explozívne produkty uložené mimo kaldery

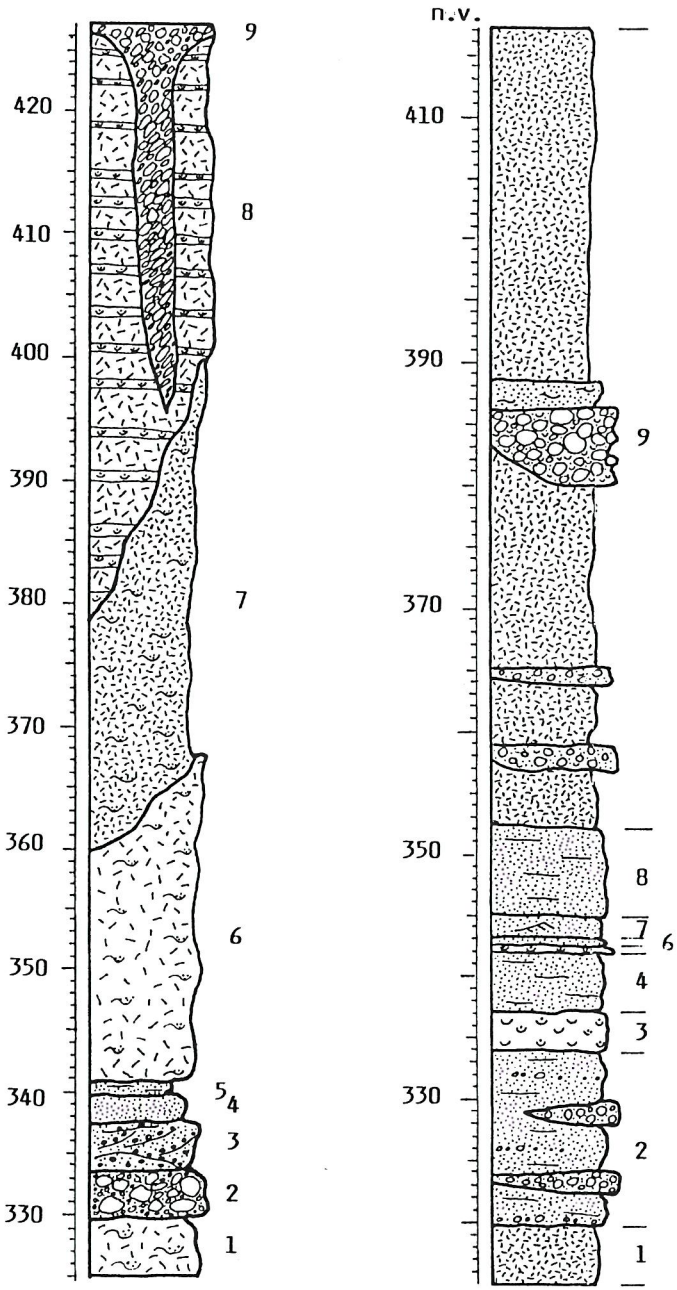
Redeponované pyroklastiká a epiklastiká syneruptívnych a intereruptívnych períód sedimentácie v periférnej zóne

Objem nespevneného tufového materiálu zvyšujúci sa v čase explozívnych erupcií pyroklastického materiálu podstatne vplýval na sedimentačný proces v periférnej zóne. V tejto perióde sa tvoria redeponované tufy, lahary prevrstvené s napadanými autochtónnymi vrstvami tufov. Zloženie materiálu je výlučne ryodacitové. Transport materiálu sa uskutočnil hlavne masovým transportom vo forme úlomkotokov, zrnotokov, vysoko nasýtenými zátopovými prúdmi (typické je šošovkovito-erozívne a šikmé zvrstvenie).

V intereruptívnej perióde vznikali vrstvy zmiešaných ryodacitovo-andezitových epiklastických hornín a šošovky andezitových konglomerátov vypĺňajúcich erozívne zárezy sarmatských divočiacich tokov. Andezitový materiál vznikol eró-

Tab. 11 Prehľad datovaných vzoriek, formácia Strelníky (I. Repčok, 1980 in L. Dublan, 1993)

Číslo vzorky	Vek anal. amfi-bolu	Vek vzorky	Názov horniny	Lokalita	Rok
537	12,71 12,78 12,79 13,03	12,8 ± 0,3	amfibolicko-hyperstenicko-biotiticko-kremitý andezit, dajka	kaldera Poľany, od kóty 970,3 na SV asi 500 m Horná Zálomská preniká cez člen Kurienec	1980
D-1 12,0	12,58 12,98 13,03 13,03	12,9 ± 0,3	ryodacitový tuf	vrt D-1, od Detvy – sídlisko východne asi 3 km, od kóty 511,5 Nad priekopou na SV asi 350 m	1980
D-18 114	12,63 12,74 13,03 13,03 13,03 13,03	12,9 ± 0,3	brekciovitý biotitický ryodacit, extrúzia	kaldera Poľany, severne od osady Kyslinky, od kóty 858,0 na SV asi 600 m vzorka odobraná z hĺbky 114,0 m	1980
D-18 193,2	12,80 13,03 13,03 13,48	13,1 ± 0,3	brekcia biotitického ryodacitu, extrúzia	kaldera Poľany, severne od osady Kyslinky, od kóty 858,0 na SV asi 600 m vzorky 114,0 a 193,2 sú z rovnakého geologického telesa	1980
130	12,50 13,03 13,03 13,25	12,9 ± 0,4	ryodacitový tuf	opustený lom pri východnom okraji obce Strelníky	1980
813	12,78 13,03 13,03 13,03 13,27	13,0 ± 0,3	biotitický ryodacit, lávový prúd	kaldera Poľany, od osady Kyslinky na SZ, od kóty 827,3 na SZ asi 200 m	1980
515	13,12 13,15 13,16 13,20 13,32	13,2 ± 0,3	amfibolicko-biotitický ryodacit	kaldera Poľany, od osady Kyslinky na JJV asi 1,5 km preniká cez člen Kurienec	1980


n.v.
420
410
400
390
380
370
360
350
340
330
9
8
7
6
5
4
3
2
1
410
390
370
350
330
9
8
7
6
4
3
2
1

ziou svahu vulkánu Šútovka v čase intenzívnych búrok a bol primiešaný v rôznom množstve k ryodacitovým klastikám (Obr. 11, 12).

97 epiklastické vulkanické siltovce, ílovce a pieskovce

Rozšírené sú predovšetkým medzi Sliačom a Zvolenom. Je to súvrstvie, v ktorom prevládajú epiklastické siltovce, často s vysokým obsahom ílovitej prímesi. Vyskytuje sa v dvoch výškových úrovniach, 300–350 m a 385–398 m. V súvrství sa nachádzajú šošovky redeponovaných pemzových tufov hrúbky do 1 m, dĺžky 10 m. Ílovce sú sivozelenkastej farby, siltovce sivé až svetlo hnedosivé.

Súvrstvie sa vyskytuje v rámci pyroklastického komplexu pemzových tufov a redeponovaných tufov. V teréne sú ťažko mapovateľné pre nedostatok odkryvov. Profil súvrstvia sa dá zistiť len vrtnými prácami. Teraz je známy len z úlomkov.

Obr. 11 Litostratigrafický profil – formácia Strelníky – člen Bečov, od Veľkej Lúky na V asi 1 km, zárez vo svahu, 21 km na Z od vulkanického centra
1 – andezitový pieskovec modrastej farby so šošovkami pemzy, zvrstvenie šošovkovito-erozívne; 2 – andezitový konglomerát s imbrikovanými obliakmi afanitického pyroxenického andezitu, ojedinele kremencov (3,8 m); 3 – strednozrnný polymiktný konglomerát (andezity, ryodacity, kremence), zvrstvenie výmoľovo šikmé (4,2 m); 4 – ryodacitovo-andezitový, masívny polymiktný pemzový pieskovec (2,0 m); 5 – pemzový ryodacitový pieskovec, planárne tenkovrstevnatý, veľmi hrubozrnný (0,8 m); 6 – redeponované ryodacitové tufy s šošovkovito-erozívnym zvrstvením, veľmi hrubozrnné, šošovky pemzy majú hrúbku do 5 cm, dĺžku niekoľko m (30–35 m); 7 – jemnozrnné ryodacitové tufy, zvrstvenie šošovkovito-erozívne až výmoľové. Šošovky sú hrubé niekoľko mm, do 40 cm sú hrubozrnnejšie, ojedinele sú prítomné sklzové štruktúry a znaky prúdenia. Toto súvrstvie je zarezané do podložia (35–45 m); 8 – súvrstvie hrubozrnných a pemzových ryodacitových tufov. Hrúbka vrstiev je 5–100 cm (45 m); 9 – asi 30 m kaňonovitý zárez v podložných tufoch, vyplnený imbrikovaným konglomerátom z pyroxenického andezitu

Obr. 12 Litostratigrafický profil 2 distálnych fácií formácie Strelníky – člen Bečov (zárez v údolí južne od obce Veľká Lúka, vyúsťujúcom do Sliačskej kotliny)
1 – súvrstvie jemnozrnných ryodacitových tufov (nad 3 m); 2 – polymiktné pieskovce ryodacitovo-andezitového zloženia, so šošovkami andezitových konglomerátov (14 m); 3 – pemzový andezitový tuf hnedosivej farby (3 m); 4 – polymiktný, hrubozrnný ryodacitovo-andezitový pieskovec s planárne horizontálnym zvrstvením (5,0 m); 5 – pemzový ryodacitový tuf (20 cm); 6 – hrubozrnný, masívny polymiktný andezitovo-ryodacitový pieskovec (80 cm); 7 – veľmi hrubozrnný, šikmo zvrstvený polymiktný andezitovo-ryodacitový pieskovec (2 m); 8 – súvrstvie horizontálne zvrstvených andezitových hrubozrnných pieskovcov, (7 m); 9 – jemnozrnné ryodacitové tufy svetlosivej farby, hrúbky asi 60 m, so šošovkami andezitových konglomerátov hrúbky 2–6 m, zriedkavo sú prítomné andezitové pieskovce hrúbky do 2 m so šošovkovito-erozívnym zvrstvením

96 epiklastické ryodacitovo-andezitové pieskovce, brekcie a konglomeráty

Vyskytujú sa vo východnom okolí Detvy. Uložené sú buď priamo na veporickom podloží, alebo na starších vulkanických horninách komplexu Bečov a Šútovka. Je to súvrstvie predstavené mnohonásobným striedaním polôh rôznej zrnitosti – od epiklastických siltovcov a pieskovcov po epiklastické konglomerátové brekcie. Zastúpenie úlomkov v konglomerátových brekciách v %: ryodacit s fluidálnou textúrou sivej farby 66,0; fluidálny červenkastý ryodacit 25,0; ryodacitový perlit 4,0; silne zvetraný pyroxenický andezit 10,0; silne zvetraný pyroxenicko-amfibolický andezit 5,0.

Miestami sú prerušované vložkami redeponovaných pemzových tufov s obsahom sklovitých úlomkov, poukazujúcich na pokračujúcu synchrónnu explozívnu vulkanickú aktivitu. Celková hrúbka súvrstvia je asi 50–65 m.

95 andezitové konglomeráty

Ako výplň riečnych paleokorýt sa vyskytujú na rozličných miestach. Najväčšia hrúbka sa zistila v okolí obce Veľká Lúka, 13–25 m.

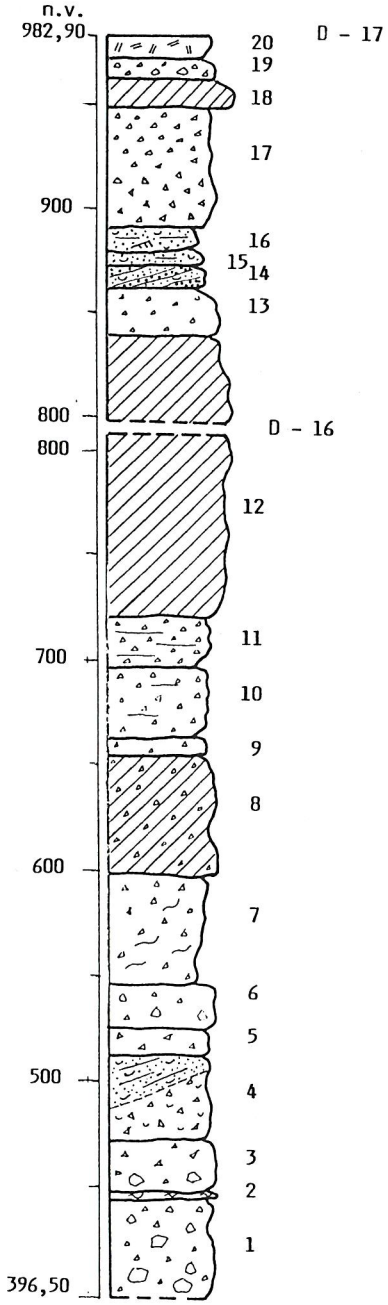
Konglomeráty sú často zložené výlučne z materiálu pyroxenických andezitov, len zriedkavo sú prítomné málo opracované obliaky kremencov lúžňanského súvrstvia. Takmer pravidelne sa pozoruje prevládanie obliakov nad matrixom, ktorý je drobnoobliakovo-piesčitý. Zrnitosť konglomerátov je hrubá až bloková, maximálna veľkosť obliakov je 40–50 cm. Konglomeráty môžu obsahovať infiltračnú výplň, tvorenú ryodacitovým tufovým materiálom.

Redeponované pyroklastiká

Zastupujú tufy rôznej zrnitosti, ktoré boli v priebehu explózie alebo krátko po nej premiestnené na krátku vzdialenosť od miesta primárnej depozície, v dôsledku čoho stratili niektoré primárne štruktúrne znaky, napr. zvrstvenie alebo pôvodnú distribúciu úlomkov a pemzy v profile, stopy po impaktoch bômb a iné.

94 lahary pemzových tufov

Lahary sa v profile člena Bečov zistili na niekoľkých miestach. Napr. asi 2 km na SV od obce Detva v rámci ryodacitovo-andezitových epiklastík lahar vytvára šošovku hrúbky 10–15 m. Zložený je z tufovo-piesčitého materiálu, s fragmentmi ryodacitov, andezitov, úlomkov siltovcových redeponovaných tufov a opracovaných blokov. Typické je chaotické zvrstvenie a absencia granulometrického vytriedenia. Lahary sa vyskytujú aj v okolí obce Sebedín. Sú



Obr. 13 Litostratigrafický profil formácie Strelníky – člen Bobrovo v intrakalderovej zóne podľa vrtov D-17/185 m a D-16/411 m

1 – explozívna brekcia s úlomkami ryodacitov do 10 cm a blokov pyroxenických andezitov veľkosti až 1,6 m (nad 48 m); 2 – explozívna brekcia s prechodom do ignimbritu (1,6 m); 3 – explozívna brekcia, úlomky ryodacitov a pyroxenických andezitov veľkosti do 30 cm (24,4 m); 4 – súvrstvie tvorené freatomagmatickými tufmi (11 m) a lapilovým tufom (29 m); 5 – explozívna lapilová brekcia (12 m); 6 – explozívna hruboúlomkovitá ryodacitová brekcia (22 m); 7 – explozívna lapilová ryodacitová brekcia s prechodmi do ignimbritu (51,1 m); 8 – brekciovitý ryodacit, obsah úlomkov do 10 % (56,9 m); 9 – explozívna lapilová ryodacitová brekcia (7,3 m); 10 – redeponovaná explozívna lapilová ryodacitová brekcia (34,7 m); 11 – súvrstvie explozívnych lapilových ryodacitových brekcií (24,7 m); 12 – ryodacitový prúd uklonený 20–30°, miestami prenikaný niekoľkými intruzívno-explozívnymi dajkami hrúbky 10–100 cm (119,7 m); 13 – hrubovrstevnaté explozívne lapilové ryodacitové brekcie (22,5 m); 14 – rytmicky zvrstvené hrubozrnné a jemnozrnné freatomagmatické ryodacitové tufy (10,4 m); 15 – nevýrazne zvrstvené hrubozrnné freatomagmatické tufy (6 m), 16 – rytmicky zvrstvené jemnozrnné a hrubozrnné vytriedené freatomagmatické kryštalovitroklastické tufy, hrúbka vrstvičky je niekoľko cm, striedа sa planárne a šikmé zvrstvenie (13,6 m); 17 – explozívne lapilové ryodacitové brekcie (56,5 m); 18 – ryodacitový lávový prúd (13 m); 19 – redeponovaná lapilová až hruboúlomkovitá explozívna brekcia (10 m); 20 – hlinito-kamenité delúvium (12 m)

to vrstvy pemzových tufov, prevrstvené s polohami napadaných autochtónnych tufov. Súvrstvie laharov je hrubé asi 25 m a je súčasťou profilu pemzových tufov.

Na báze laharov sa často vyskytujú zvyšky močiarnej flóry. Tufy laharov obsahujú prímes úlomkov andezitov a ryodacitov. Tufy sú masívne, nezvrstvené. V kameňolome v Bečove je lahar v nadloží pyroklastického prúdu a tvorí ho tuf sivej farby. Obsahuje stlačené vzduchové bubliny, pohltené pri masovom transporte.

Planimetrická analýza v %: matrix 52,09; plagioklas 8,06; kremeň 6,99; biotit 3,81; granát 0,19; pemza 9,06; úlomky ryodacitov a skla 17,61; úlomky pyroxenicko-amfibolického andezitu 2,00; kremenec lúžňanského súvrstvia 0,19.

93 redeponované lapilovo-pemzové tufy

Tufy s lapilami sú charakteristické pre oblasť blízku k vulkanickému centru v sz. časti územia zobrazeného na mape. Prvé výskyty pyroklastík sú vzdialené od okraja kaldery asi 2 km. Odkryvy na svahoch doliny Hutná sa sledujú od severného okolia obce Strelníky na JV do vzdialenosti asi 5 km. Vystupujú z podložia formácie Abčina vo výške asi 775 m. Vrchná hranica ryodacitových tufov je uklonená na SZ pod uhlom 2–3°. Distribúcia úlomkov je krajne nepravidelná, takže pri absencii úlomkov hornín a pemzy prechádzajú do siltovcových tufov.

Úlomky veľkosti maximálne 5 cm v obsahu do 15–20 % sú tvorené biotitickým ryodacitom, úlomkami vulkanického skla, menej andezitom. Vláknité pemzy tvoria 0–50 % obsahu v matrixe.

92 redeponované drobnolapilové tufy

Nachádzame ich vo väčšom množstve južne a východne od Povrazníka. Od predchádzajúceho typu sa líšia len menšími fragmentmi. Napríklad v okolí Strelník je pozoruhodný výskyt angulárnych úlomkov vulkanického skla veľkosti 1–3 cm, v obsahu do 30 %. Vulkanické sklo sa koncentruje najviac v matrixe, kde jeho obsah je až 80 %. Okrem skla sa v litoklastoch objavujú úlomky hydrotermálne premeneného andezitu, fluidálneho ryodacitu a kryštalických bridlíc veporika. Medzi kryštaloklastmi je zistený plagioklas, kremeň a granát. Tufy sú málo súdržné, rozpadavé.

91 ryodacitovo-andezitové hrubozrnné pieskovce s polohami tufov a konglomerátov

Sú zistené južne od obce Veľká Lúka nad nivou Hrona. Hrúbka súvrstvia je asi 33 m. V nadloží aj v podloží sa nachádzajú jemné ryodacitové tufy. Charakte-

ristický profil reprezentuje zárez južne od obce Veľká Lúka, južný svah kóty 382,2:

1. Od výšky 320 m sa začína súvrstvie epiklastických pieskovcov andezitového zloženia s prímesou ryodacitového tufu, hrubé asi 14 m. Zvrstvenie je horizontálne planárne. Prítomné sú šošovky andezitových konglomerátov hrúbky niekoľko dm až 2 m s podpornými obliakmi.

2. Vyššie je 3 m hrubá vrstva andezitového pemzového tufu hnedosivej farby, s 10 % obsahom pemzy špinavosivej farby a veľkosti 1–3 mm. Tento tuf mohol byť eruptovaný z vulkánu v Kremnických vrchoch.

3. Epiklastický pieskovec ako vo vrstve 1, ale neobsahuje konglomeráty, hrúbka vrstvy je 5 m.

4. Pemzový tuf ryodacitového zloženia, hrúbka 20 cm.

5. Epiklastický andezitovo-ryodacitový pieskovec, veľmi hrubozrnný, masívny, s ojedinelými pemzami veľkosti do 2 mm. Medzi litoklastmi sú prítomné úlomky vulkanického skla veľkosti 2 mm; hrúbka je 2 m.

6. Veľmi hrubozrnný epiklastický pieskovec andezitovo-ryodacitového zloženia. Zvrstvenie je planárne a šikmé, hrúbka 2 m.

7. Epiklastické hrubozrnné pieskovce andezitového zloženia, zvrstvenie je planárne horizontálne, hrúbka 7 m.

8. Nadložie tvoria jemné ryodacitové tufy svetlosivej farby. Uvedený profil je príkladom intererupčnej sedimentácie vo vzdialenosti 20 km od erupčného centra.

90 redeponované hrubozrnné a jemnozrnné tufy a konglomeráty

Predstavujú veľmi rozšírený litogenetický typ. Takmer sa nelíši od autochtónnych tufov. Tufy sú vrstevnaté, hrúbka vrstiev kolíše od dm do niekoľko metrov.

Vyskytujú sa na mnohých miestach, napríklad severne od Zvolena, v okolí Bečova, Strelník, Detvy, Veľkej Lúky, kde v podloží vystupujú ryodacitovo-andezitové pieskovce. Ryodacitové tufy tvoria súvrstvie hrubé asi 60 m. Prevládajú hrubozrnné variety tufov svetlosivej farby, šošovkovito-erozívne až výmoľovo zvrstvené (obr. 11) v iných prípadoch v rovnakej hydrometrickej úrovni sú prítomné len jemnozrnné tufy (obr. 12). V rôznych úrovniach sú v tufoch erozívne zárezy vyplnené šošovkami andezitových konglomerátov. Najväčší zistený zárez má hĺbku 6 m. Súvrstvie tufov patrí k synerupčnej sedimentárnej aktivite v periférnej zóne stratovulkánu Poľana.

Pyroklastické horniny popolových mračien

Sú výsledkom vysoko explozívnych plíniovských erupcií, ktoré viedli k vzniku kaldery. Vrstvy ryodacitových tufov sú základným korelačným horizontom v geologickej stavbe Poľany.

89 drobnolapilovo-pemzové tufy

Nachádzajú sa medzi obcami Čerín a Sebedín, bezprostredne nad nivou Zolnej. Hrúbka súvrstvia je maximálne 50–70 m. Nedostatok odkryvov neumožňuje detailnejšie štúdium profilu. Tufy sú sivej farby, s rôznym zastúpením pemzy veľkosti 0,5–2,0 cm, obsah 5–20 %. Pemza je sivobielej farby, hodvábneho lesku, vláknitá, s rozstrapatenými koncami. Litoklasty zastupujú úlomky ryodacitov s jemnou pásikavou fluidalitou – striedanie rovnobežných pásikov svetlosivej a tmavosivej farby a hrúbky niekoľko mm. Ryodacity sú drobnopórovité. Obsah ryodacitov kolíše medzi 10–20 %. Prítomné sú aj úlomky andezitov do 5 %.

Veľkosť úlomkov je 1–2 cm, ojedinele 4 cm. Matrix je pemzovo-vitroklastický.

88 jemnozrnné tufy

Vyskytujú sa v rôznych výškach profilu. Najlepšie sú odkryté v okolí Veľkej Lúky vo forme súvrstvia hrúbky 20–25 m. Farba tufov je svetlosivá, niekedy hnedastá, béžová. Sú zložené z kryštaloklastov biotitu, kremeňa, plagioklasu a vulkanického skla. Tuf nebol v žiadnej zložke sekundárne premenený.

87 hrubozrnné tufy

Zistili sa južne, severne a západne od Sebedína, v nadloží drobnolapilovo-pemzových a pemzových tufov.

V nadloží, niekedy aj v podloží pyroklastických prúdov sú zistené hrubozrnné tufy v podobe vrstiev hrubých niekoľko dm až metrov, vždy v rámci súvrstvia prevažne redeponovaných, menej autochtónnych napadaných jemnozrnných až hrubozrnných tufov. Prítomné sú aj šošovky andezitových konglomerátov hrúbky maximálne niekoľko metrov. Tufy obsahujú malú prímes pemzy a drobných ryodacitových úlomkov.

86 pemzové tufy

Rozšírené sú vo vrchnej a strednej časti profilu komplexu Bečov, kde ich sprevádzajú pyroklastické prúdy a redeponované tufy. Západne od Sebedína sa súvrstvie pemzových tufov vyskytuje v hrúbke 25 m v nadloží pyroklastického prúdu hrubého 5 m. V jeho podloží je súvrstvie redeponovaných tufov a konglomerátov hrúbky niekoľko dm až metrov v mnohonásobnom striedaní.

Tuf je masívny, pevný, svetlosivej farby. Obsahuje 5–10 % litoklastov veľkosti 3 cm. Kvantitatívny pomer litoklastov v %: biotitický ryodacit sivej farby 54, pórovitý biotitický ryodacit 17, ružovkastý biotitický ryodacit 6, kaolini-

zovaný ryodacit 14, kremenný diorit (sihliansky typ) 3. Obsah ťažkých minerálov vo frakcii 0,25–0,10 mm v %: biotit 78,2; granát 13,4; apatit 1,4; opakové minerály 6,9.

Matrix je kryštalovitroklastický, so silne rozdrvenou pemzou. Úlomky pemzy sú veľké 3–5 mm, ojedinele do 1 cm, mierne zaoblené. Patria k typu mikrobublinových, bielej farby.

Kryštaloklasty v %: biotit (pod 0,3 mm) 3,0; kremeň (0,5–1 mm); bipyramidálny 3,0–5,0; granát – ojedinelé zrná.

85 tufy pyroklastických prúdov

Vznikli gravitačným kolapsom mračien plíniovských erupcií. Pyroklastické prúdy sa nachádzajú do vzdialenosti 17 km od erupčného centra, ktoré sa odôvodnene predpokladá v okolí Kysliniek. Prúdy bližšie k centru sú hrubozrnnejšie, vzdialenejšie od centra sú pemzovo kryštalovitroklastické.

V lomoch západne a jz. od Bečova je 7–10 m hrubý pyroklastický prúd pemzového kryštalovitroklastického tufu červenavej farby. Hornina je nezvrstvená, málo súdržná, bez znakov spekania alebo zvárania. Zrnitosť tufu je znázornená zrnitostnými analýzami, ktorých hraničné hodnoty sú:

Q1 = 1,0–2,4, Q3 = 0,02–0,14, Md = 0,2–0,56, So = 4,1–7,0, Sk = 0,5–1,1.

Modálne zloženie v %: základnú hmotu tvorí sklo a pemza s prímesou kryštaloklastov 46,24; plagioklas 4,43; korodovaný kremeň 5,71; biotit (výrazne pleochroický) 2,34; granát 0,22; amfibol – kryštaloklast z andezitov 0,52; pemza (je zastúpená vláknitou a bublinatou, ktorá prevláda) 18,33; úlomky vulkanického skla 10,70; úlomky ryodacitu 1,50; úlomky silne chloritizovaného a karbonatizovaného andezitu s pyroxénom a amfibolom 7,91; úlomky pararúl 2,00.

Bližšie k erupčnému centru sa vyskytujú pyroklastické prúdy litokryštalovitroklastických tufov, napríklad v okolí Strelník. Tuf je svetlosivej farby, zložený hlavne z vulkanického skla a malého množstva kryštaloklastov plagioklasu, kremeňa a biotitu. Litoklasty sú zastúpené úlomkami vulkanického skla, ojedinelých pararúl a silne premeneného andezitu.

Formácia Strelníky – člen Bobrovo

Je vyvinutý v intrakalderovej zóne elipsovitého tvaru veľkosti 4 x 5 km. Všetky horniny tejto zóny sú v rôznom stupni hydrotermálne premenené. Kaldera je nielen centrom ryodacitového vulkanizmu, ale aj intruzívneho prieniku telies dioritických a andezitových porfýrov, spojených s postkalderovým vývojom stratovulkánu.

Intrakalderové extruzívne dómy s prechodom do prúdov

84 dacit

Dacitové zloženie má extrúzia, vyskytujúca sa v reliktoch asi 500 m južne od Kysliniek, v tesnej blízkosti kalderového zlomu. Podľa zastúpenia minerálov môžeme horninu pomenovať ako biotiticko-pyroxenický dacit. Porfyrické výrastlice tvoria nezmenené zonálne plagioklasy (1–2 mm, An_{52}), ojedinelý biotit (0,3 až 0,6 mm), úplne chloritizované pyroxény (0,2–0,5 mm) a zriedkavé silno korodované zrná kremeňa (0,3–0,7mm). Základná hmota je skryto kryštalická. V okrajových častiach telesa sú výrastlice usmernené v smere fluidality. Dacit je silno zvetraný, pomerne mäkký, sivohnedej farby.

83 biotiticko-amfibolicko-hyperstenický ryodacit s granátom

Buduje sv. časť kaldery. Makroskopicky je sivozelenej farby, výrazne hydrotermálne premenený (karbonatizácia, sericitizácia, pyritizácia, prekremenenie). Prevláda plagioklas (oligoklas), medzi porfyrickými výrastlicami je prítomný biotit a amfibol. Hypersten tvorí malé idiomorfné, prizmatické subfenokryštály veľkosti maximálne 0,1 x 0,2 mm. Vždy ho nahrádzajú sekundárne minerály, preto je určený len na základe prierezov.

Hranice variability modálneho zloženia v %: základná hmota 64,50–73,90; plagioklas 20,30–25,10; hypersten 1,30–5,40; amfibol 0,50–1,70; biotit 0,70–1,70; granát ± 0,1; kremeň 1,90–2,61.

Uloženiny intrakalderových prevažne freatomagmatických erupcií

Podstatnú časť výplne kaldery predstavujú produkty freatomagmatických a freatických erupcií a úlomkovitého materiálu z deštrukcie dómov a prúdov ryodacitov. Tieto horniny priestorovo asociujú s kalderou a mimo nej sa nevyskytujú. Freatomagmatické a freatické explózie súviseli s prienikom magmy do zvodneného prostredia. Pri kontakte s vodou boli iniciované freatomagmatické erupcie úlomkovitého materiálu, ktorý potom v ďalšom vývoji kaldery bol znova explodovaný freatickými erupciami prehriatych pár. Redepozíciou a vytriedením úlomkovitého materiálu z malých nasypaných kužeľov, ktoré v kaldere odôvodnene predpokladáme, vzniklo súvrstvie tufov a brekcií polygénneho pôvodu. Tie sa striedajú s nasypanými prstencami intrakalderových maarov a kónusov (Obr. 13).

82 explozívne ryodacitové brekcie intrakalderových erupcií

Predstavujú významnú súčasť výplne kaldery. Veľkosť úlomkov je pod 5 cm, len zriedkavo viac. Napríklad vo vrte D-18 sa bloková brekcia vyskytuje v hĺbke

251,30–260,30 m. Bloky biotitického ryodacitu s fluidálnou páskovanou textúrou majú veľkosť do 30 cm. Výplňová hmota medzi blokmi bola pôvodne sklovitá, neskoršie hydrotermálne premenená. Brekcie tvoria hlavnú zložku profilu. Miestami sú prítomné prúdy ryodacitov, ich pomer k brekciám je 1 : 1,6. Farba brekcií je červenavá, sivá, zelenkavá a ružovkastá. Obsahujú vždy len jeden petrografický typ, a to buď biotitický, alebo biotiticko-amfibolicko-hyperstenický andezit. Úlomky sú ostrohranné až subangulárne. Brekcie patria k dominujúcim litologickým typom výplne kaldery. Úlomkovitý materiál dodávali hlavne freatomagmatické explózie pri prieniku magmy do zvodneného depozičného prostredia kaldery. Pôvod časti úlomkov treba hľadať aj v erózii vulkanických dómov a prúdov, ako aj po normálnych explóziách z prívodných kanálov alebo okrajov vulkanických dómov.

81 hrubozrnné až jemnozrnné tufy freatomagmatických intrakalderových erupcií

Aj keď boli zmapované, najlepšie sú známe z vrtov D-14, D-16, D-17, D-18 v okolí Kysliniek. Sú tvorené súvrstvím rôznej hrúbky, uloženým v rôznych výškových úrovniach kaldery: vo vrte D-16, v hĺbke 297–337 m (nadmorská výška 510–470), je 40 m hrubé súvrstvie, ktoré vo vrchnej časti (297–308 m) tvoria hrubozrnné freatomagmatické tufy s vložkami jemnozrnných tufov, od hĺbky 308 m sa v súvrství vyskytujú aj úlomky ryodacitu. V podloží sú zmiešané explozívne brekcie s materiálom ryodacitov a pyroxenických andezitov. Vrt D-14, hlboký 99 m overil časť súvrstvia brekcií a stredno- až jemnozrnných freatomagmatických tufov. Hrúbka súvrstvia je väčšia ako 99 m (nadmorská výška 756–657 m).

Hrúbka vrstiev tufov je 1,2–17,0 m, zistených je päť vrstiev s hrúbkami 1,2; 5,0; 8,0; 4,2; 17,3 m. Tufy sa striedajú s brekciami, ktoré spolu tvoria 16 m hrubé súvrstvie prevažne jemnozrnných vytriedených tufov. Pozoruje sa gradačné a šikmé zvrstvenie. Jemnozrnné až pelitické drobnolaminované polohy nasviedčajú na prítomnosť freatických a freatomagmatických explózií.

Súvrstvie sa nachádza v hĺbke 32,8–48,8 m (nadmorská výška 781–765 m). Druhé súvrstvie je uložené v hĺbke 194,45–210,0 m (nadmorská výška 619,35 až 603,8 m). Budované je jemnozrnnými až hrubozrnnými gradačne zvrstvenými freatomagmatickými tufmi. V podloží výplne kaldery sa zistil člen Kurienec.

Všetky tufy sú premenené, prekremenené, karbonatizované, argilitizované, obvykle majú svetlosivú až zelenkavosivú farbu. Patria k typom litokryštalovitroklastickým. Sú zložené z úlomkov ryodacitov, premeneného vulkanického skla, ojedinele aj pemzy, s kryštaloklastmi biotitu, kremeňa a plagioklasu. Pozoruje sa často gradačné, šikmé a planárne zvrstvenie, ako aj zmeny v zrnitosti, čo sa prejavuje v striedaní jemnozrnných až hrubozrnných vrstiev. V uloženinách sa

nenašli akrečné lapily, čo sa dá vysvetliť nižším obsahom vodných pár v erupciách, ale hlavne nedostatkom pelitického materiálu na ich vytvorenie. Litoklasty často obsahujú drvené porfyrické výrastlice.

80 ryodacitové prúdy a brekcie (nečlenené)

Nachádzajú sa v okolí kóty Mičiná. V dôsledku hydrotermálnych premien a malého množstva odkryvov sa nevydeľujú rôzne telesá. Zastúpený je intenzívne zmenený ryodacit, kompaktný, zelenkavo-svetlosivej farby, ktorý sa strieda s drobnoúlomkovitými ryodacitovými brekciami. Prúdy aj brekcie tvorí amfibolicko-hyperstenicko-biotitický ryodacit. Profil je do väčšej hĺbky overený vrtom D-l6.

Intrakalderové ryodacitové prúdy

Vo výplni kaldery sa lávové prúdy vyskytujú len ojedinele. Vo vrte D-16 do hĺbky 184 m sa nachádzajú 2 prúdy, medzi ktorými sú vrstvy ryodacitových explozívnych brekcií. Vo vrte D-18 v hĺbke 73–194,45 m sa nachádza brekciovitý ryodacitový prúd s lávovou brekciou na báze (flowing dome?). Vo vrte D-17 sú dva prúdy – v hĺbke 22–35 m jeden a v hĺbke 144–185 m druhý, uklonený pod uhlom 20°, ktorý nadväzuje na prúd vo vrte D-16.

79 biotiticko-amfibolicko-hyperstenické a biotitické ryodacity s granátom (nečlenené)

Lávové prúdy v kaldere tvoria len dve petrografické variety ryodacitov. Makroskopicky sú si podobné. Majú sivozelenkavú farbu a sú vždy hydrotermálne premenené (karbonatizácia, sericitizácia s prekremenením a pyritizácia). Mladšie ryodacity sú s obsahom hyperstenu. Porfyrické výrastlice zastupujú plagioklas (do 2 mm, An_{46}), zriedkavejší je biotit a amfibol. Hypersten tvorí len malé idiomorfné prizmatické subfenokryštály veľkosti 0,1 x 0,2 mm. Vždy sú úplne nahradené chloritom. Určené sú len na základe prierezov. Kremeň má formu korodovaných až zaoblených zŕn do 1,5 mm.

Modálne zloženie v %: základná hmota 64,5–73,9; plagioklas 20,3–25,1; hypersten 1,3–5,4; amfibol 0,5–1,7; biotit 0,7–1,7; kremeň 1,9–2,61; granát 0,1.

Staršie biotitické ryodacity, v prípade ak sú menej premenené, môžeme na základe vývoja základnej hmoty rozdeliť na dve variety – prvá je so sklovitou základnou hmotou a perlitickou odlučnosťou, druhá má skryto kryštalickú základnú hmotu. Častejšie je však základná hmota premenená na zmes sericitu, kremeňa, draselného živca a kaolinitu. Porfyrické výrastlice kremeňa sú niekedy rozdrvené a rozptýlené v základnej hmote.

Modálne zloženie v %: základná hmota 62,81–77,71; plagioklas 9,23–27,37; kremeň 2,45–8,80; biotit 0,56–5,53; granát 0–0,21.

Dajky

Sú to malé telesá, vyskytujúce sa za južnou hranicou kaldery, kde prerážajú horniny vulkánu Šútovka.

78 biotitický ryodacitový porfýr s intruzívnou brekciou (len v reze)

Bol zistený vo vrte D-8, v hĺbke 364,0–552,0 m. Teleso predstavuje intrúziu dajky ryodacitového porfýru, ktorého vrchná a spodná časť je brekciovitá. Ak predpokladáme úklon dajky okolo 70°, potom hrúbka vrchnej brekcie je 15 m, ryodacitového porfýru tiež 15 m a spodnej brekcie asi 6 m. Intruzívna brekcia je hydrotermálne značne homogenizovaná, preto je niekedy ťažké poznať jej brekciovitosť. Farba brekcie je zelenosivá až tmavosivozelená a svetlosivá. Ryodacitový porfýr má holokryštalickú základnú hmotu.

Modálne zloženie ryodacitového porfýru v %: základná hmota 58,6–68,9; plagioklas 17,1–22,3; primárny kremeň 2,0–5,2; sekundárny kremeň 1,8–5,0; biotit 0,9–5,7; pyrit 0–4,2; epidot 1,0–11,1.

Intruzívno-explozívne dajky sa vyskytujú na viacerých miestach profilu vrtu D-8, vo vulkanickom komplexe aj vo veporickom podloží (Dublan in Dublan et al., 1978).

77 amfibolicko-hyperstenicko-biotitický kremitý andezit

Je zistený v dajke na Hornej Zálomskej. Šírka dajky je asi 60 m, dĺžka 150 m. V dôsledku hydrotermálnych premien andezit intenzívne zvetráva a rozpadáva sa na hrubý piesok. Výrastlice amfibolu a hyperstenu sú premenené. Vývoj základnej hmoty je skryto kryštalický. Andezit má farbu zelenkavosivú.

Modálne zloženie v %: základná hmota 59,12; plagioklas 26,1; kremeň 3,05; biotit 3,36; zmenený hypersten a amfibol 1,51; karbonáty 3,54; pseudomorfózy po výrastliciach 3,32.

76 biotiticko-amfibolický dacitoandezit

Jeden kilometer ssv. od Drábovky tvorí teleso veľkosti 200 x 250 m a vedľa menšie s priemerom asi 50–80 m. Dacitoandezit má porfyrickú štruktúru reprezentovanú výrastlicami plagioklasu (3–5 mm), amfibolu a biotitu (do 1,5 mm) a korodovaného kremeňa (1 mm). Dacitoandezit nie je hydrotermálne premenený.

Modálne zloženie v %: základná hmota 60,99; plagioklas 27,69; biotit 5,02; amfibol 5,28; kremeň 1,02.

75 biotitický ryodacit

Biotitický ryodacit má formu malej dajky s hrúbkou okolo 10 m. Nachádza sa sz. od Šútovky v záreze cesty na Kyslinky. Hornina je svetlosivej farby, porfyrickej štruktúry. Základná hmota je skryto kryštalická. Porfyrické výrastlice tvorí len plagioklas (oligoklas) a korodovaný kremeň. Biotity sú veľmi drobné a vytvárajú subfenokryštály s paralelnou orientáciou v smere fluidality.

Modálne zloženie v %: základná hmota 73,92; plagioklas 17,60; biotit 4,19; kremeň 4,10; glomeroporfyrické zhluky 0,19.

Z biotitov tejto dajky bol metódou stôp po delení uránu určený vek 13,7 ± 0,6 mil. r. (Repčok, 1978).

Centrálna intrúzia

74 biotiticko-amfibolicko-hyperstenický ryodacitový porfýr s granátom

Je centrálne intruzívne teleso s priemerom asi 650 m. Hornina sivozelenej farby je intenzívne hydrotermálne premenená. Zastúpená je karbonatizácia, sericitizácia s prekremenením a pyritizáciou. Veľmi zriedkavo sa vyskytujú aj menej premenené úseky, vtedy má hornina sivočiernu farbu. Štruktúru je porfyrická, základná hmota holokryštalická až skryto kryštalická.

Porfyrické výrastlice veľkosti 0,5 x 1,2 mm, zloženia An_{38}, sú výrazne zonálne, so slabou karbonatizáciou.

Kremeň tvoria korodované zrná veľkosti do 1,5 mm, mierne rozpraskané.

Hypersten má ihličkovitý tvar a veľkosť do 0,2 mm. Sú to však len pseudomorfózy tvorené chloritom.

Biotit a amfibol s veľkosťou ako hypersten, sú zmenené na rudný minerál. Akcesórie zastupuje granát veľkosti do 1 mm.

Petrografické zloženie znázorňujú dve vzorky odobrané z rôznych častí telesa:

Modálne zloženie v %: základná hmota 64,5–68,78; plagioklas 23,89–25,05; kremeň 2,30–1,68; hypersten 5,37–4,23; amfibol 0,55–1,10; biotit 1,71–0,77; granát 0,10; opakový minerál 0,45–0,37.

Spodný – stredný sarmat (rozhranie)

Spodná časť vrchnej stavby polygénneho stratovulkánu Poľana (12,65 – 12,74 mil. r.)

Formácia Abčina

Vrchnú stavbu polygénneho stratovulkánu Poľana budujú dve formácie, mladšia – efuzívno-intruzívna formácia Veľká Detva – a staršia formácia Abčina v jej

podloží. Formácia Abčina bola definovaná v roku 1979 (Dublan), neskoršie (Dublan, 1991, 1993a, b) sa spresnila jej litológia a detailnejšie opísali stratotypové profily a vek. Formácia je zložená z epiklastík, menej z pyroklastík a lávových prúdov pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov ± biotit stratovulkanického vývoja.

Vek formácie bol stanovený pomocou datovania amfibolov metódou stôp po delení uránu (Repčok, 1982). Formácia Abčina je rozdelená na dva členy rôzneho litofaciálneho vývoja, na člen Sebedín a člen Hučava.

Tab. 12 Prehľad datovaných vzoriek formácie Abčina podľa I. Repčoka, 1982 in L. Dublan, 1993

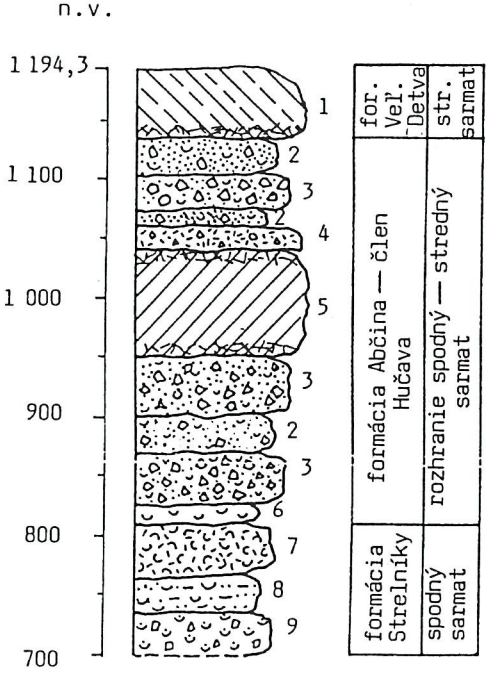
Číslo vzorky	Vek anal. amfibolu	Vek vzorky	Názov horniny	Lokalita	Rok
112	12,23 12,52 12,72 12,74 12,89	12,6 ± 0,4	aglomerát hyperstenického andezitu s amfibolom a biotitom	od obce Detva- sídlisko asi 1,5 km na V, od kóty 486,4 na JZZ asi 250 m	1982
133	12,57 12,63 12,72 12,84 12,89 12,89	12,7 ± 0,2	aglomerát hyperstenického andezitu s amfibolom a biotitom	od obce Detva na V asi 1,5 km, od kóty 535,6 – Breziny na JZ, vrstovnica 500 m	1982
1158	12,17 12,52 12,52 12,52 12,72 12,78 12,83	12,6 ± 0,4	hyperstenický andezitový porfýr s amfibolom ± ± biotit	od kóty 1294 asi 1200 m na JZ je skalná stena dajky na svahu kaldery	1982

Formácia Abčina – člen Hučava

Člen Hučava buduje centrálnu a prechodnú vulkanickú zónu vrchnej stavby stratovulkánu. V súčasnom erozívnom reze je dobre odokrytý najmä v Hrochotskej doline a na severných svahoch Poľany. Od kalderového zlomu západným smerom pokračuje do vzdialenosti asi 5 km do okolia Sebedína a Bečova, kde sa nachádza v nadloží člena Sebedín, ale vo väčšom území sa predpokladá skôr postupný faciálny prechod z jedného člena do druhého (Obr. 14).

Člen Hučava tvorí okolo 90 % územia formácie Abčina vystupujúcej na povrch.

Je zložený zo súvrstvia epiklastík prevažne formovaných laharmi (debris flow) s vložkami konglomerátov, redeponovaných aglomerátov, tufov, pyroklastických prúdov, andezitových prúdov a len z jednej dajky. Redeponované aglomeráty a pyroklastické prúdy sa vyskytujú vo vrchnej časti člena. Vrstvy zakreslené na mape v skutočnosti netvorí jednoduchá vrstva z jedného typu horniny, ale súvrstvie v rámci ktorého prevláda určitý litogenetický typ, a podľa neho potom bola vrstva litologicky pomenovaná a znázornená na mape.



Obr. 14 Schematický litostratigrafický profil formácie Abčina – člen Hučava, severne od kóty 1 194,3 m – Bukovina (severný svah stratovulkánu Poľana)
1 – amfibolicko-hyperstenický andezit s augitom; 2 – redeponované aglomeráty, prevláda matrix; 3 – redeponované aglomeráty, prevládajú úlomky; 4 – brekcie pyroklastických prúdov; 5 – lávový prúd augiticko-hyperstenického andezitu s amfibolom; 6 – pemzové tufy; 7 – ryodacitové tufy pyroklastických prúdov; 8 – jemnozrnné ryodacitové tufy; 9 – redeponované lapilovo-pemzové ryodacitové tufy

Dajky

73 hyperstenický andezitový porfýr s augitom, amfibolom a biotitom

Približne 550 m na SSZ od kóty Kurienec, asi 650 m na Z od kalderového zlomu je dajka prenikajúca cez redeponované blokové aglomeráty.

Dajka má hrúbku 20–30 m, dĺžku 100 m a šošovkovitý tvar. Andezitový porfýr, ktorý tvorí dajku je drobnozrnný, čiernosivej farby, pevný, hydrotermálne nezmenený. Štruktúra je porfyrická, základná hmota holokryštalická, mikro-

alotriomorfne zrnitá, s veľkosťou zŕn pod 0,01 mm. Porfyrické výrastlice zonálneho plagioklasu (0,5–1,5 mm, An_{45}) sú nezmenené, hypersten má menšie rozmery, obyčajne pod 0,5 mm, so slabým pleochroizmom, amfibol s opacitovým lemom má veľkosť pod 0,3 mm, biotit (2,5 mm) je len veľmi zriedkavý.

Modálne zloženie v %: základná hmota 61,05; plagioklas 30,73; hypersten 5,65; amfibol 0,59; biotit 0,20; glomeroporfyrické zhluky (hypersten, plagioklas, opakové minerály) 1,34; opakové minerály 0,44. Dajka bola datovaná metódou stôp po delení uránu na amfiboloch, výsledný vek je 12,6 ± 0,4 mil. rokov (Repčok, 1982).

Lávové prúdy a lávové brekcie

Sú zriedkavé, zistili sa v Hrochotskej doline, na Vepri a na severnom svahu v blízkosti kaldery. Najodľahlejší relikt prúdu je vo vzdialenosti asi 6 km západne od kaldery, na Klimentovom vrchu.

72 amfibolicko-augiticko-hyperstenický andezit

Je v podobe prúdov zistený na niekoľkých miestach. Tieto andezitové prúdy sú často v nadloží a niekedy aj v podloží sprevádzané pyroklastickými prúdmi. Celkove sa zmapovalo päť prúdov hrúbky 20–35 m, vždy s lávovými brekciami. Andezity sú čerstvé, čiernosivej farby, strednozrnné.

71 augiticko-hyperstenický andezit s amfibolom

Zistil sa v lávovom prúde na svahu Hrochotskej doliny. Hrúbka prúdu je 10 až 15 m, sprevádza ho lávová brekcia.

Druhý výskyt je na severnom svahu tesne za kalderovým zlomom. Lávový prúd hrúbky 30 m má na báze 5 m hrubú lávovú brekciu, ktorá smerom nahor prechádza do andezitu s blokovou odlučnosťou (10 m), nad tým je 15 m hrubá časť prúdu s doskovitou odlučnosťou.

70 augiticko-hyperstenický andezit

Najvýznamnejšie relikty andezitových prúdov pyroxenických andezitov sú na západnom svahu stratovulkánu východne od Hrochote. Lávový prúd na kótach Vepor–Hrb má pomerne neurčité postavenie, aj keď je zaradený do člena Hučava, môže patriť aj do formácie Veľká Detva, súčasná hrúbka prúdu je asi 150 m, pôvodná bola väčšia. Lávové prúdy majú doskovitú až blokovú odlučnosť. Andezity sú pevné, čiernosivej farby, bez znakov hydrotermálnych

premien. Makroskopicky aj mikroskopicky sú rovnaké ako augiticko-hyperstenické andezity člena Kopa.

Vrstvy hydrotermálne premenených hornín

V severozápadnej a východnej časti kaldery sa vyskytujú hydrotermálne premenené horniny. Pri severozápadnom okraji kaldery sú zastúpené epiklastické brekcie so zmiešaným ryodacitovo-andezitovým úlomkovitým materiálom. Východný okraj kaldery je čiastočne zakrytý vrstvami premenených epiklastických brekcií amfibolicko-pyroxenických andezitov s vložkami epiklastických pieskovcov a andezitových prúdov.

Tieto vrstvy sú v nadloží zakryté andezitovými prúdmi člena Kopa, z podložia ktorého vo vzdialenosti 1,5 km opäť vystupujú na povrch na východnom svahu Poľany.

69 andezitovo-ryodacitové epiklastické brekcie (nečlenené)

Najvyššiu, sz. časť kaldery prekrývajú zmiešané andezitovo-ryodacitové brekcie. Hrúbka týchto epiklastík je asi 50 m, nachádzajú sa vo výške 1 025 až 1 075 m. V nadloží sú epiklastické brekcie až konglomeráty amfibolicko-pyroxenického andezitu v hrúbke 25 m a vyššie sú lávové prúdy. Podložie tvorí intrakalderový lávový prúd biotitického ryodacitu. Fragmenty amfibolicko-pyroxenických andezitov prevládajú nad fragmentmi biotitických ryodacitov. V spodnej časti súvrstvia pravdepodobne s hrúbkou niekoľko metrov prevládajú ryodacitové úlomky. Typický je nedostatok odkryvov. Horniny sú mierne propylitizované. Súvrstvie bolo mapované len podľa úlomkov vo svahu.

68 epiklastické brekcie, ojedinelé pieskovce, andezitový prúd

Zistené sú v severnej časti erozívnej kaldery, odkryté vo výške 930–1 030 m. Podľa vrtu D-15 je to súvrstvie epiklastických drobnoúlomkovitých brekcií s ojedinelými vložkami epiklastických pieskovcov. Celý profil je intenzívne hydrotermálne premenený. Brekcie sú tvorené monomiktným materiálom a amfibolicko-pyroxenickými andezitmi. Matrix je prekremenený a karbonatizovaný. Tmavé minerály sú úplne nahradené karbonátmi.

Obsah fragmentov kolíše medzi 30–40 %. Veľkosť úlomkov je 0,5–5,0 cm. Farba hornín je svetlosivá, úlomky sú svetlejšie ako matrix, pôvodne mali skryto kryštalickú základnú hmotu, teraz prekremenenú. Medzi epiklastikami sa vyskytuje aj andezitový prúd s lávovými brekciami, hrúbka prúdu je asi 55 m. Je rovnako premenený ako epiklastiká. Porfyrické výrastlice plagioklasov v súvrství

nie sú premenené (An_{54}), zatiaľ čo tmavé minerály sú takmer úplne homogenizované s okolitou hmotou.

Epiklastické horniny andezitového zloženia

Epiklastické horniny sú výsledkom erózie, transportu a redepozície litifikovaného vulkanického materiálu na svahoch vulkánu v perióde vulkanického pokoja. Takto vzniknuté horniny sú hlavnou zložkou objemu hornín formácie Abčina. V člene Hučava prevládajú hruboúlomkovité brekcie až konglomeráty, ktoré boli uložené masovým transportom úlomkovitého materiálu prostredníctvom úlomkotokov. Vnútri kaldery sú horniny člena Hučava hydrotermálne premenené, mimo kaldery väčšinou premenené nie sú.

67 drobnoúlomkovité epiklastické vulkanické brekcie až konglomeráty

Po celom obvode vulkánu, kde člen Hučava vystupuje na povrch, drobnoúlomkovité variety epiklastík vytvárajú len ojedinelé vrstvy hrubé niekoľko metrov až 25 m v rámci hrubozrnnejších, ktoré prevládajú. Smerom k externejším zónam však ich hrúbka a množstvo narastá. Vo vrstvách sú často prítomné aj úlomky až slabo opracované obliaky veľkosti až 50 cm v množstve obyčajne pod 10 %.

Úlomkovito-piesčitý matrix tvorí podpornú hmotu úlomkov, medzi ktorými je zastúpený pyroxenický, amfibolicko-pyroxenický a pyroxenicko-amfibolický andezit.

66 strednoúlomkovité epiklastické vulkanické brekcie až konglomeráty

65 hruboúlomkovité až blokové epiklastické vulkanické brekcie až konglomeráty

Tieto dve variety sa od seba líšia len veľkosťou úlomkov. Podporný matrix je úlomkovito-piesčitý až piesčitý s nedostatkom intergranulárnej ílovitej prímesi. V celom profile prevládajú hruboúlomkovité až blokové variety (20–200 cm). Jednotlivé vrstvy epiklastík sú obvykle nezvrstvené, alebo sú zvrstvené gradačne.

Predstavujú horniny, ktoré vznikli prostredníctvom úlomkotokov (debris flow). Hrúbka vrstiev je niekoľko metrov až desiatky metrov. Na báze vrstiev sa často vyskytuje vrstvička vytriedeného pieskovca hrúbky 5–20 cm.

Petrografické zloženie je podobné ako pri drobnozrnejších epiklastikách.

64 andezitové konglomeráty

63 epiklastické vulkanické pieskovce

Andezitové konglomeráty a pieskovce sa väčšinou vyskytujú v podobe šošoviek až vrstiev hrúbky niekoľko metrov medzi ostatnými epiklastickými hor-

ninami. Hrubšie vrstvy sa zistili ojedinele na východnom a južnom svahu vulkánu. Konglomeráty a pieskovce sa v profile striedajú s epiklastickými brekciami úlomkotokov.

Redeponované pyroklastiká andezitového zloženia

Vznikli redepozíciou nespevneného materiálu vulkanických erupcií v priebehu syneruptívnych až intereruptívnych období vulkanických erupčných fáz. Reprezentované sú redeponovanými aglomerátmi rôznej zrnitosti a pomeru matrixu a úlomkov. Budujú vrchnú časť profilu člena Hučava v Hrochotskej doline, v doline potoka Zolná, Hutnej doline a na svahoch kóty 1 277 Vepor a 1 255 Hrb. Na východnom svahu Poľany sa redeponované aglomeráty nachádzajú len ojedinele. V súčasnom erozívnom reze sú zachované len do vzdialenosti 4–5 km od kalderového zlomu. Redeponované aglomeráty sprevádzajú brekcie pyroklastických prúdov, brekcie úlomkotokov a lávových prúdov.

62 redeponované aglomeráty, prevláda matrix

61 redeponované aglomeráty, prevládajú úlomky

Tieto litogenetické typy hornín vystupujú na povrch v Hrochotskej doline, ale najmä na severných svahoch stratovulkánu v zárezoch dolín. Tvoria skupinu striedajúcich sa vrstiev s pyroklastickými a lávovými prúdmi vo vrchnejšej časti profilu člena Hučava.

Redeponované aglomeráty sú rozdelené podľa množstva úlomkov na dve základné variety. Tie buď budujú samostatné vrstvy hrúbky 5–30 m, alebo kolísanie obsahu úlomkov a matrixu v jednej vrstve je niekedy také vysoké, že zahŕňa v sebe obidve variety.

Aglomeráty sú zložené z úlomkov veľkosti od 1 cm do 1–2 m, rozličného petrografického zloženia. V každom jednotlivom telese vždy prevláda andezit určitého zloženia a ostatné tvoria len prímes. Dá sa povedať, že v jednom aglomeráte určitý andezit môže tvoriť dominantnú zložku, v inom len prímes. Petrografická variabilita je dokumentovaná amfibolicko-pyroxenickými, pyroxenickými, hyperstenicko-amfibolickými ± biotit a pyroxenickými andezitmi s amfibolom. Matrix aglomerátov je tufovo-piesčitý, s drobnými úlomkami andezitov, niekedy sú prítomné úlomky pemzy.

60 redeponovaná hyaloklastitová brekcia

Na južnom hrebeni, paralelnom s Hrochotskou dolinou, na vrstevnici 790 až 810 m je asi 15–20 m hrubá vrstva redeponovanej hyaloklastitovej brekcie

sklovitého augitického andezitu. Hyaloklastit je zložený z čiernych sklovitých ostrohranných úlomkov andezitu veľkosti do 5 cm a z matrixu. Andezit má sklovitú základnú hmotu chloritizovanú, s mierne chloritizovanými výrastlicami augitu veľkosti do 0,5 mm a nezmenených plagioklasov veľkosti do 0,6 mm, An_{64}. Matrix je zložený z chloritizovaného vulkanického skla, nezmenených kryštaloklastov plagioklasu a vzácne aj z chloritizovaných kryštaloklastov plagioklasu a chloritizovaných kryštaloklastov augitu.

59 redeponované lapilové tufy

Nachádzajú sa na svahu tesne pod prúdmi člena Kopa, sv. od kóty Poľana. Vrstva lapilových tufov má hrúbku 10–15 m. Obsah úlomkov veľkosti do 5 cm je asi 20 %, matrix je piesčito-tufový. Úlomky majú zloženie amfibolicko-pyroxenického andezitu. Farba horniny je tmavosivá, distribúcia úlomkov chaotická.

58 redeponovaný hrubozrnný tuf

Patrí medzi zriedkavú horninu, ktorá sa zistila len východne od kóty 802,9 Hrochoť (Zrúbaniská) nad Beňovou dolinou. Nachádza sa medzi dvoma lávovými prúdmi, nadložným hyperstenickým andezitom s augitom a amfibolom a augiticko-hyperstenickým andezitom v podloží.

Redeponovaný tuf je sivej farby, obsahuje ojedinele angulárne až subangulárne úlomky andezitu, chaoticky uložené v tufovo-piesčitej hmote. Hrúbka vrstvy je maximálne 10–20 m.

Pyroklastické horniny andezitového zloženia

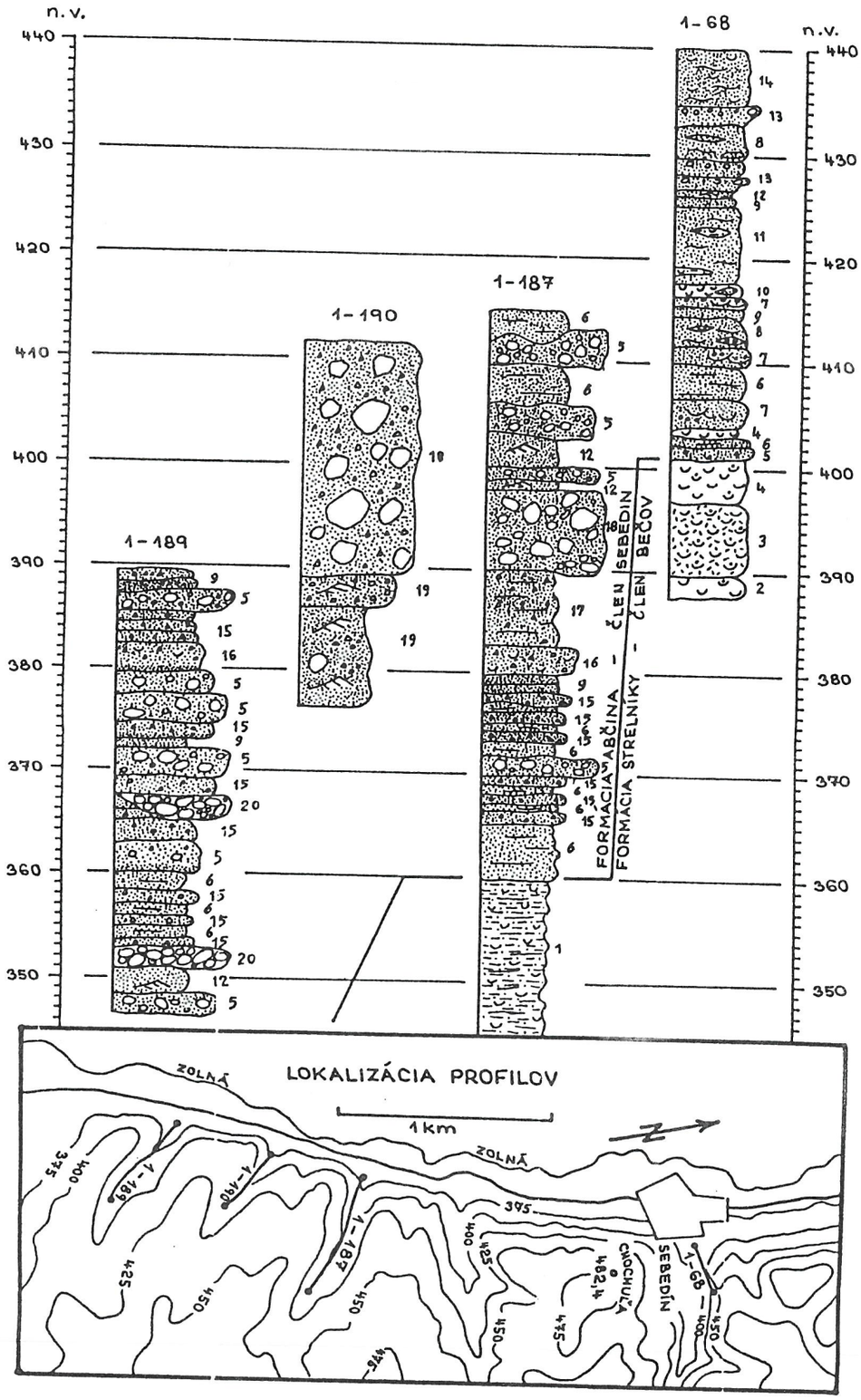
Najdôležitejšou pyroklastickou horninou, ktorá je aj najrozšírenejšia, sú brekcie pyroklastických prúdov. Pemzové a hrubozrnné tufy sa vyskytujú len na niekoľkých lokalitách.

57 brekcie pyroklastických prúdov

Zistené sú na svahoch Hrochotskej doliny medzi kótami Želobudzská skala a Bukovina, na východnom a západnom svahu kót Vepor a Hrb a na svahoch doliny potoka Zolná, severne od Bukoviny. Zrnitosť pyroklastických prúdov je hruboúlomkovitá až bloková. Hrúbka vrstiev dosahuje od niekoľko metrov do 20–40 m. Pre všetky pyroklastické prúdy je charakteristická intenzívna solidifikácia až spekanie úlomkovitého materiálu, dezintegrácia väčších blokov pred uložením a čiastočne aj po uložení, petrografická homogenita, príznačná

Tab. 13 Prehľad datovaných vzoriek podľa I. Repčoka, 1982, in L. Dublan, 1993

Číslo vzorky	Vek anal. amfibolu	Vek vzorky	Názov horniny	Lokalita	Rok
491	12,27 12,34 12,52 12,52 12,52 12,89	12,5 ± 0,4	amfibolicko-hyperstenický andezit s augitom	od kóty 1250,8 – Drabovka na JJZ, na vrstevnici 1090 m, skalné bralo nad cestou	1982
278	12,23 12,52 12,61 12,89	12,6 ± 0,4	hyperstenický andezit s augitom a amfibolom	od kóty 1062,3 – V. Detva na JJZ asi 2 km, vzorka je z brala Melichovej skaly	1982
363	neuvedený	12,5 ± 0,4	hyperstenický andezit s amfibolom	od kóty 1367,0 – Pred. Poľana na JV asi 1 km, bralo, vrstevnica 1110–1080 m	1982
596	neuvedený	12,5 ± 0,5	ako 491	od kóty 1250,8 – Drábovka na SZ na vrstevnici 1055,0, zárez cesty	1982
779	12,52 12,64 12,64 12,71 12,86 13,05	12,7 ± 0,4	augiticko-hyperstenický andezit s amfibolom	dolina Suchohradná, od kóty 719,3 na SV asi 300 m vo svahu na vrstevnici 775 m, bralo bazálna časť formácie	1982



Obr. 15 Litostratigrafické profily Abčina – člen Sebedín, južne od obce Sebedín, svahy východne od toku Zolnej

Formácia Strelníky – člen Bečov: 1 – súvrstvie prevažne jemnozrnných ryodacitových tufov (viac ako 15 m), 2 – pemzový ryodacitový tuf (2–3 m), 3 – pemzový pyroklastický prúd ružovej farby (7 m), 4 – súvrstvie prevažne pemzových ryodacitových tufov s normálnym I reverzným gradačným zvrstvením, striedajú sa napadané s redeponovanými

Formácia Abčina – člen Sebedín: 5 – piesčitý konglomerát s podporným matrixom, 6 – horizontálne zvrstvené andezitové pieskovce vysoko nasýtených zátopových prúdov, 7 – výmoľové šikmo zvrstvené andezitové pieskovce, 8 – šošovkovito-erozívne zvrstvené andezitové pieskovce so šošovkami drobných konglomerátov, 9 – masívne hrubozrnné andezitové pieskovce, 10 – redeponovaný tuf so šošovkami konglomerátov hrúbky 50 m, zvrstvenie šošovkovito erozívne, 11 – hrubozrnný andezitový pieskovec so šošovkami jemných tufov, šošovkovito-erozívne zvrstvenie, 12 – andezitové pieskovce s planárne šikmým zvrstvením, 13 – andezitový obliakový pieskovec, 14 – súvrstvie andezitových pieskovcov s priemerom tufov, zvrstvenie šošovkovito-erozívne, 15 – drobnoúlomkovité brekcie s podporným piesčitým matrixom (úlomkotoky), 16 – drobnoúlomkovitá polymiktná brekcia (andezity a ryodacity) v tufovo-piesčitom ryodacitovo- andezitovom matrixe, 17 – súvrstvie planárne horizontálne zvrstvených pieskovcov s úlomkami andezitov, 18 – piesčitý andezitový konglomerát, niektoré obliaky až 4 m, 19 – šikmo zvrstvený hrubozrnný pieskovec s hniezdovitou akumuláciou úlomkov, 20 – andezitové konglomeráty s podpornými obliakmi

distribúcia, slabé opracovanie fragmentov, ktoré niekedy majú usmernené minerály. Genéza pyroklastických prúdov je spojená s formovaním a deštrukciou vulkanických dómov.

56 pemzové tufy

Našli sa len na niekoľkých miestach Poľany, a to severne od kóty Hrochoť a asi 2 km južne od obce Hrochoť, na hrebeni v okolí kóty 584,3. Ďalší výskyt je na báze vulkánu v doline Hronček. Pemzový andezitový tuf južne od Hrochote sa nachádza v nadloží hrubých až blokových epiklastických brekcií až konglomerátov. Zachoval sa len relikt v hrúbke 5–10 m. Tuf je ružovkastej až hnedastej farby. Obsahuje 25–30 % úlomkov pemzy veľkosti 2–3 cm, ojedinele až 10 cm, ktoré sú chaoticky rozptýlené vo vitrokryštaloklastickom matrixe.

55 hrubozrnné tufy

Vyskytujú sa v blízkosti pemzových tufov ako súčasť jednej eruptívnej vulkanickej fázy. Tufy obsahujú ojedinele kúsky pemzy veľkosti do 3 cm a andezitové lapily 5–10 %. Matrix je podobný ako pri pemzových tufoch. Farba horniny je sivohnedastá. Tufy sú gradačne zvrstvené, vo vrchnej časti vrstvy je obsah lapíl nižší. Hrúbka vrstvy tufu je 5–10 m. Vyskytuje sa pravdepodobne v nadloží aj v podloží pemzových tufov.

Formácia Abčina – člen Sebedín

Člen Sebedín vystupuje z podložia člena Hučava medzi obcami Zolná a Čerín v dĺžke asi 6 km. Najlepšie odkryvy sa nachádzajú na svahoch potoka Zolná.

Západná hranica člena Sebedín je tektonická. V podloží sa nachádzajú ryodacitové tufy člena Bečov. Člen Sebedín tvoria horniny výplavového kužeľa (Obr. 15).

Autochtónne a redeponované pyroklastiká

54 hrubozrnné tufy s andezitovo-ryodacitovým zložením

Zistili sa na báze súvrstvia člena Sebedín. Tieto tufy vytvárajú súvislý horizont na hranici andezitového a ryodacitového vulkanizmu, ale nachádzajú sa len na niekoľkých miestach v podobe reliktov hrúbky 5–10 m.

Hrubozrnné tufy sú zložené z vulkanického vitroklastického tufu s kryštaloklastmi plagioklasov, hyperstenu, amfibolu, ojedinelého kremeňa, granátu a lapíl ryodacitu a andezitu. Farba tufu je sivohnedastá.

Epiklastické horniny andezitového zloženia

Vznikli v prostredí strednosarmatského výplavového kužeľa vo vzdialenosti asi 20 km od centra stratovulkánu Poľana. Materiál epiklastík pochádza z jeho svahu. Relikt kužeľa s plochou asi 10 km^2 sa nachádza severne od obce Zolná na obidvoch stranách doliny potoka Zolná. Epiklastiká vystupujú v nadloží ryodacitových pyroklastík člena Bečov. Tvoria ich epiklastické vulkanické pieskovce s vložkami konglomerátov a drobnoúlomkovitých brekcií, zriedkavo lahary. Tieto horniny patria do periférnej vulkanickej zóny stratovulkánu Poľana.

53 andezitové konglomeráty

52 epiklastické pieskovce so šošovkami konglomerátov; a – laharov

Podstatnú časť výplavového kužeľa tvoria epiklastické pieskovce so šošovkami konglomerátov až brekcií. Často sú prítomné konglomerátové mixtity vyplňujúce nepravidelné zárezy sarmatských divočiacich tokov. Konglomeráty sa niekedy laterálne rozširujú na ploche väčšej ako je zárez a dosahujú hrúbku 10–15 m.

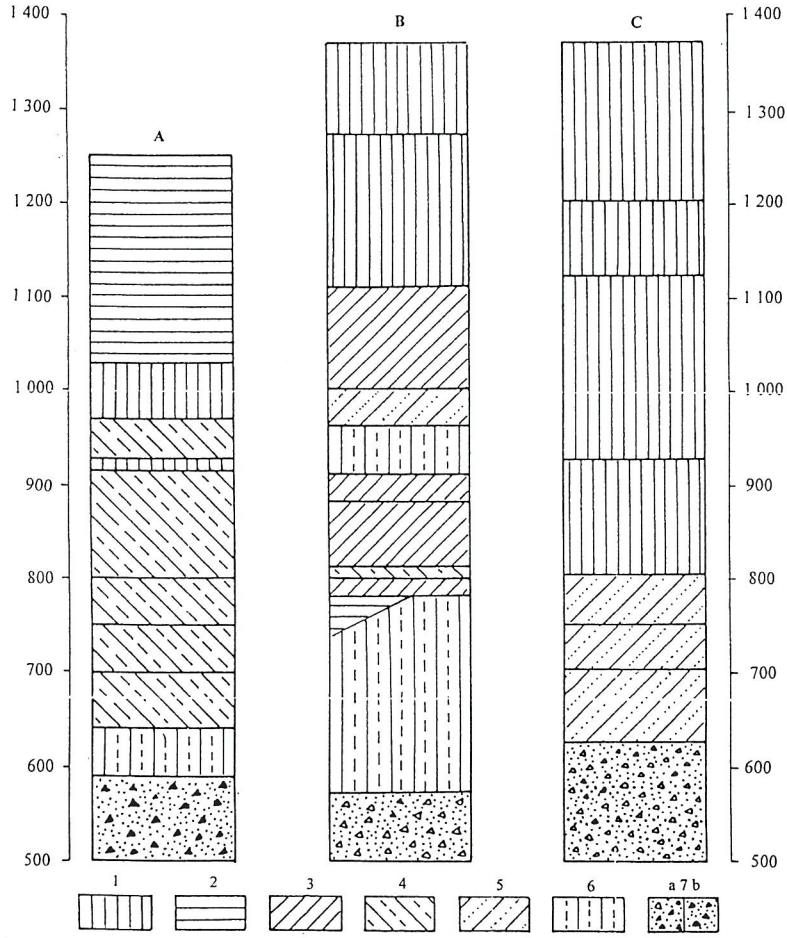
Medzi konglomerátmi prevládajú piesčité konglomeráty s podporným matrixom, veľkosť obliakov v krajných prípadoch dosahuje niekedy až 3,5 m. Matrix je úlomkovito-piesčitý, v rozličnom stupni vytriedený. Zloženie konglomerátov je andezitové (amfibolicko-hyperstenický andezit, hyperstenický andezit). Prítomnosť laharov je potvrdená na niekoľkých miestach, majú však malú hrúbku. Na mape je vyznačený len lahar severne od Zolnej, ktorý bol detailne spracovaný (Dublan, 1993). Typický je prítomnosťou opalizovaných kmeňov stromov pri báze laharu. Okrem laharov sa vyskytujú drobnoúlomkovité brekcie úlomkotokov (debris flows) hrúbky 20 cm až 2 m, s gradačným zvrstvením typu R-N. Epiklastické vulkanické pieskovce majú rozličné zvrstvenie. Pomerne často sa striedajú masívne, nezvrstvené lavice, ktoré vznikli procesom úlomkotokov a zrnotokov, s lavicami zvrstvenými planárno-horizontálne, výmoľovo-šikmo, gradačne alebo šošovkovito-erozívne, tie formoval mechanizmus vysoko koncentrovaných zátopových prúdov, zriedených prúdov i normálnych riečnych prúdov.

Stredný sarmat (spodná časť)

Vrchná časť vrchnej stavby polygénneho stratovulkánu Poľana (12,35 – 12,63 mil. r.)

Formácia Veľká Detva

Záverečnou vulkanickou aktivitou stratovulkánu Poľana sú efuzívno-intruzívne erupcie.



Obr. 16 Litostratigrafické kolónky formácie Veľká Detva – člen Kopa. Južný svah stratovulkánu Poľana

Formácia Veľká Detva – člen Kopa: 1 – augiticko-hyperstenický andezit; 2 – hyperstenický andezit s augitom a amfibolom; 3 – augiticko-hyperstenický andezit s amfibolom; 4 – amfibolicko-hyperstenický andezit s augitom; 5 – amfibolicko-augiticko-hyperstenický andezit; 6 – augiticko-hyperstenický andezit s akcesorickým olivínom

Podložie formácie Veľká Detva: 7a – vulkanoklastiká formácie Abčina, 7b – vulkanoklastiká formácie Rohy

Lokalizácia profilov: A – jz. hrebeň kóty 1 250,8, Drábovka; B – jz. hrebeň kóty 1 367,0, Predná Poľana; C – južný hrebeň kóty 1 367,0, Predná Poľana.

Poznámka: Lávové prúdy sú znázornené v nepravej hrúbke, hranice sú vyjadrené v nadmorských výškach.

Vrchnú časť vrchnej stavby stratovulkánu z vulkanicko-litostratigrafického hľadiska reprezentuje formácia Veľká Detva. Stratovulkán prechádza do záverečnej, efuzívno-intruzívnej aktivity, ktorá vystriedala búrlivú aktivitu stredného veku, keď vulkán cyklicky eruptoval ryodacitový pyroklastický materiál s následným formovaním kaldery Kyslinky a pokračoval freatomagmatickými a magmatickými erupciami v intrakalderovej zóne. Potom opäť nastúpil andezitový vulkanizmus, hlavne vulkánskeho a peléeskeho typu, formujúci spodnú časť vrchnej stavby (formácia Abčina).

Až v ich nadloží nastupuje neexplozívna aktivita formácie Veľká Detva. Táto formácia má dva členy – člen Kopa (lávové prúdy) a člen Šafraníčka (intrúzie). Efuzívna aktivita z centrálneho krátera "obrnila" staršiu stavbu pancierom lávových prúdov a ich periklinálnu distribúciu na svahu vulkánu.

Formácia Veľká Detva – člen Kopa

Lávové prúdy a lávové brekcie

51 augiticko-hyperstenický andezit s akcesorickým olivínom

Je zastúpený v dvoch petrografických varietách: augiticko-hyperstenický andezit s nízkym až akcesorickým obsahom olivínu a hyperstenicko-augitický andezit s olivínom. Obidve variety tvoria lávové prúdy na jz. svahu stratovulkánu Poľana. Sú to lávové prúdy Močilná skala, Králička, Kalamárka a prúd východne od osady Iviny. Tu sa prúdy zistili na báze člena Kopa.

Prúdy Močilná skala, Iviny a Králička majú nízky obsah olivínu a hypersten prevláda nad augitom. Prúdy majú doskovitú odlučnosť, na báze s lávovou brekciou. Andezity sú strednozrnné, pevné, čiernosivej farby, hydrotermálne nezmenené.

Základná hmota je mikroliticko-skrytokryštalická s prechodom do mikropoikilitickej. Mikrolity tvoria plagioklasy, augity a hypersteny, a veľmi zriedkavé olivíny čiastočne zmenené na iddingsit. Ojedinelé mikropoikilitické zhluky sú tvorené draselným živcom a biotitom.

Porfyrické výrastlice zastupuje plagioklas (1–2 mm, An_{65}), hypersten (do 0,5 mm), augit (do 0,5 mm) a olivín (do 0,3 mm). Ojedinele sú prítomné glomeroporfyrické zhluky, tvorené pyroxénmi, plagioklasmi a magnetitom. An-dezit má reverznú paleomagnetickú polaritu. Hrúbka prúdov je 30–50 m. Lávový prúd Kalamárka sa od ostatných prúdov líši vyšším obsahom olivínu (1,1 %) a prevládaním augitu nad hyperstenom. Prúdy sú vo výške 550–810 m.

Okrem opisovaných prúdov sa našiel jeden hrúbky asi 50 m južne od kóty Lúčky vo výške 900–950 m, ktorý má v podloží pyroxenický andezit a v nadloží amfibolicko-hyperstenický andezit s augitom.

Tab. 14 Modálne zloženie v %

Č. vzorky	52	199	244	245	224	345	Priemer
základná hmota	68,2	67,2	55,3	58,5	58,3	61,7	61,53 ± 5,20
plagioklas	21,4	23,3	31,1	34,6	32,0	28,0	28,4 ± 5,17
hypersten	6,2	3,9	9,2	3,9	8,4	7,5	6,52 ± 2,26
augit	3,5	4,5	4,0	2,6	1,2	2,1	2,98 ± 1,24
olivín	0,7	1,1	0,4	0,4	0,1	0,7	0,57 ± 0,34

50 amfibolicko-augiticko-hyperstenický andezit

Andezity s takýmto zložením majú tri lávové prúdy severne od Detvy v nadloží formácie Abčina. Hrúbka prúdov je 80, 40 a 50 m. Východne od Ivín sa ďalší prúd (hrúbky asi 30 m) vyskytuje v nadloží augiticko-hyperstenického andezitu s olivínom. Prúdy majú často strmú doskovitú lamináciu a vytvárajú skalné steny a bralá. Andezity sú čiernosivej až tmavosivej farby, porfyrickej strednozrnnej štruktúry, základná hmota je pilotaxitická, skryto kryštalická a mikropoikilitická.

Modálne zloženie v %: základná hmota 56,52; plagioklas 31,79; hypersten 7,44; augit 2,57; opacitizovaný amfibol 0,70; opakové minerály 0,97.

49 amfibolicko-hyperstenický andezit s augitom

Patrí k typu relatívne rozšírených prúdov, napr. Požiar (Príslopská), Drábovka, Pôjdy. Vyskytuje sa na ploche asi 6,5 km. V sukcesii prúdov sú staršie ako pyroxenické andezity. Majú vo všetkých prípadoch doskovitú lamináciu a stĺpcovitú odlučnosť, sú tmavosivej farby, porfyrickej štruktúry, základná hmota je mikropoikiliticko-skrytokryštalická. Amfibol je vždy silne opacitizovaný.

Tab. 15 Modálne zloženie v %

Číslo vzorky	179	207	274	277	Priemer
základná hmota	56,39	62,89	60,47	63,88	60,91 ± 3,33
plagioklas	32,47	30,38	32,10	26,15	23,53 ± 13,74
hypersten	7,50	4,86	5,65	8,41	6,61 ± 1,63
augit	0,72	0,32	0,15	0,64	0,46 ± 0,27
amfibol	1,15	1,35	1,63	0,92	1,31 ± 0,34
tridymit	1,77	–	–	–	0,44 ± 0,89

48 augiticko-hyperstenický andezit s amfibolom

Táto varieta je zriedkavá. Vyskytuje sa východne od kóty Králička na ploche asi 1 km^2 . Makroskopicky je rovnaký ako ostatné andezity, rozdiel je len v pomernom zastúpení minerálov, ktoré sa dá zistiť len mikroskopicky.

Tab. 16 Modálne zloženie v %

Číslo vzorky	361	456	458	459	Priemer
základná hmota	62,87	61,16	62,71	57,45	61,05 ± 2,52
plagioklas	22,42	28,32	26,53	32,11	27,35 ± 4,02
hypersten	7,95	5,86	4,20	3,60	5,40 ± 1,95
augit	3,02	2,03	1,87	1,95	2,22 ± 0,54
amfibol	0,18	0,38	0,25	0,98	0,45 ± 0,36
glomeroporf. zhluky	2,25	1,28	3,58	2,56	2,42 ± 0,95
opakové minerály	1,30	0,98	0,87	1,34	1,12 ± 0,23

47 hyperstenický andezit s augitom a amfibolom

Pomerne rozšírený je na báze efuzívneho člena Kopa. Našiel sa v nadloží formácie Abčina v okolí kóty Kozí chrbát, kde má hrúbku až 100 m. Ďalej je prúd Želobudzskej skaly, Kruhov a i. Všetky na južnom a západnom svahu stratovulkánu.

Vo všetkých prípadoch je andezit podobný. Prúdy majú typickú doskovitú lamináciu, niekedy so stĺpcovitou odlučnosťou. Na svahoch rovnako ako iné petrografické variety vytvára mohutné skalné steny a kulisy s výškou až 50 m. Práve na takejto stene vznikol krásny vodopád Bystré južne od Prednej Poľany.

Andezit je strednozrnný, porfyrický, vývoj základnej hmoty skrytokryštalicko-mikropoikilitický až mikroliticko-skrytokryštalický, tmavosivej až čiernosivej farby. Porfyrické výrastlice tvorí plagioklas (max. 2,5 x 3 mm, An_{50}, zonálny), ihličkovitý hypersten (0,25 x 1,5 mm), zrná augitu (0,2 x 0,3 mm), ihličkovitý amfibol s opacitovou obrubou (0,2–1,0 mm).

Základná hmota je nehomogénna, mikropoikilitická zložka predstavuje až 75 % obsahu. Tvorí ju nízkotermálna vylúčenina draselného živca a biotitu. Je to typické pre hrubé lávové prúdy.

Tab. 17 Modálne zloženie v %

Číslo vzorky	163	255	270	594	Priemer
základná hmota	60,08	62,48	68,65	64,79	64,00 ± 3,6
plagioklas	35,50	30,00	26,68	28,65	30,21 ± 3,78
hypersten	5,40	5,34	4,31	6,10	5,29 ± 0,74
augit	0,40	0,59	0,12	0,22	0,33 ± 0,21
amfibol	0,65	0,94	0,24	0,24	0,52 ± 0,34

46 augiticko-hyperstenický andezit

Je najrozšírenejší petrografický typ. Tvorí súvislý pruh južne od Prednej Poľany až do okolia kóty Kopa a Poľana, pokračuje na JV, zistený je v Macákovej doline, v okolí elevácií Skalka, Bujačie, Vevericová, Repiská, Skalica a inde. Zaberá plochu 30–35 km^2. Lávové prúdy niekedy vytvárajú mohutné akumulácie, dosahujúce hrúbku 100–150 m. Andezity prúdov sú tmavosivej až čiernosivej farby, strednoporfyrické. Na povrch vystupujú vo forme veľkých skalných stien často so stĺpcovitou odlučnosťou a doskovitou laminációu prechádzajúcou do blokovej odlučnosti. Na báze a na povrchu prúdu sú pravidelne prítomné lávové brekcie. Štruktúra andezitov je porfyrická, základná hmota mikroliticko-skrytokryštalická a mikropoikilitická. Porfyrické výrastlice plagioklasov sú zonálne (0,5–3,0 mm, An_{50}), hypersten s veľkosťou 0,3 x 1,5 mm má niekedy reakčnú obrubu z augitu, augit. Z každého lávového prúdu sa urobilo niekoľko modálnych mineralogických analýz, ktorých cieľom je dokumentovať kolísanie obsahu porfyrických výrastlíc v každom prúde.

Tab. 18 Priemerné modálne zloženie pyroxenických andezitov v %

Lokalita	jjv. od kóty Poľana n = 8	Veľká Detva n = 7	Skalka n = 5	Vevericová n = 8	Bujačie n = 5
základná hmota	59,97 ± 3,76	56,60 ± 3,79	57,12 ± 4,73	55,45 ± 3,16	55,78 ± 2,77
plagioklas	32,36 ± 3,08	32,43 ± 4,09	31,71 ± 5,59	32,78 ± 2,64	31,89 ± 3,05
hypersten	6,45 ± 1,89	8,35 ± 1,11	8,52 ± 1,19	9,63 ± 0,71	9,40 ± 2,44
augit	1,22 ± 0,77	2,62 ± 1,05	2,66 ± 0,78	2,08 ± 0,88	2,94 ± 0,41
Σ tmavé minerály	7,67 ± 2,40	10,97 ± 1,12	11,19 ± 1,76	11,77 ± 1,10	12,45 ± 2,49

Formácia Veľká Detva – člen Šafraníčka

Centrálna intrúzia dioritového porfýru a rozptýlené dajky, vyskytujúce sa v rámci erozívnej kaldery sa zaraďujú do litostratigrafickej jednotky – člena Šafraníčka.

Na základe paleomagnetických údajov a ich porovnania s datovaním lávových prúdov formácie Veľká Detva sa pre člen Šafraníčka určuje vek na hranici normálnej a reverznej paleomagnetickej polarity s hodnotou 12,36 mil. rokov (Dublan, 1993), čo zodpovedá strednej časti stredného sarmatu. Centrálna intrúzia v súčasnom erozívnom reze sa prejavuje v podobe izolovaných apofýz, ktoré pripomínajú rôzne individuálne intrúzie. V okolí centrálnej intrúzie v rámci

explozívnej kaldery je pásmo, kde sa vyskytujú malé intruzívne prieniky andezitových porfýrov a pravdepodobne aj prívodné centrum silu. Ďalšia skupina malých intrúzií sa vyskytuje za kalderovým zlomom. Tá časť, ktorá bola zmapovaná, sa koncentruje južne od Zálomskej, dajky majú radiálny priebeh a intrúzia Čierny grúň môže byť nek, zásobujúci najmladšie augiticko-hyperstenické prúdy Poľany, Prednej Poľany, Veľkej Detvy a Kopy. Na základe rozmiestnenia intrúzií predpokladáme, že periférny zásobovací krb mal približne elipsovitý až nepravidelný tvar, ktorý v priemere pravdepodobne nepresahoval 4–6 km.

Intruzívne telesá – sily

Identifikované sú dve silové telesá rôznej veľkosti, zloženia a pozície vo vulkanickej stavbe. Maličký sil lokalizovaný sz. od Želobudzskej skaly je na svahu vulkánu v rámci lávových prúdov člena Kopa. Hrúbka telesa je približne 20 m, dĺžka 250 m. Petrograficky má zloženie dacitového porfýru hydrotermálne premeneného.

Druhé teleso, z ktorého sa zachovala len časť, má podstatne väčšie rozmery, môže však ísť aj o niekoľko telies rovnakého petrografického zloženia. Ako súvislé teleso (hrúbky asi 50 m) vystupuje južne od Kysliniek nad Hornou Zálomkou v nadmorskej výške 860–911 m, kde ho možno sledovať paralelne s vrstevnicami v dĺžke 1 875 m. Izolované relikty silu alebo silov sa nachádzajú aj 300 m južne od kóty Mičiná a 550–1 000 m východne od kóty Mičiná. Vo všetkých prípadoch ich buduje propylitizovaný augiticko-hyperstenický andezitový porfýr. Ak by sme predpokladali jeden sil v ploche odvodenej od reliktov, tak by pôvodne tvoril plochu asi 2,75 km^2.

45 dacitový porfýr

Približne 1100 m na SZ od kóty Želobudzská skala možno v zárezе cesty v dĺžke asi 100 m paralelne s vrstevnicami sledovať sil dacitového porfýru s pravdepodobnou hrúbkou 10–20 m.

Odlučnosť horniny je lavicovitá s 50° úklonom na juh. Vyskytuje sa v tesnej blízkosti dajky dioritového porfýru. Dacitový porfýr je zaradený medzi sily len s určitou pravdepodobnosťou. Ak je to sil, ide o sil nachádzajúci sa veľmi blízko povrchu, ktorý intrudoval medzi lávové prúdy amfibolicko-hyperstenických andezitov s augitom, ktoré v okolí silu majú celkom rovnaký smer úklonov laminácie. Dacitový porfýr je hydrotermálne premenený. Premena sa prejavuje v miernom prekremenení pôvodne mikropoikilitickej základnej hmoty a v homogenizácii porfyrických výrastlíc tmavých minerálov so základnou hmotou.

Plagioklasy (1,5–2,0 mm, An_{34}) sú nezmenené, magmaticky korodované kremene majú veľkosť 0,3–2,0 mm.

44 augiticko-hyperstenický andezitový porfýr

Sil zloženia andezitového porfýru nad Hornou zálomkou a jeho erozívne prerušené pokračovanie východne a južne od kóty Mičiná sme už opísali.

Sil je porfyrický, s masívnou textúrou, blokovou odlučnosťou, mikropoikilitickou základnou hmotou a slabou propylitizáciou, menšej intenzity v porovnaní s okolitými horninami.

Andezitový porfýr je tmavosivej farby a porfyrickej strednozrnnej štruktúry. Základná hmota obsahuje mikrolity plagioklasu (An_{50}), hyperstenu a augitu veľkosti do 0,2 mm. Nie sú premenené. Niektoré mikrolity tmavých minerálov sú len zriedkavo postihnuté slabou biotitizáciou. Pozoruje sa impregnácia veľmi drobnozrnných opakových minerálov. Porfyrické výrastlice zonálnych plagioklasov (do 2 mm, An_{54}) nie sú vôbec premenené. Výrazne pleochroický hypersten (0,5–1,5 mm) je zaujímavo premenený – niekedy má tenkú reakčnú obrubu, tvorenú biotitom. Biotit sa vyskytuje aj na puklinách v hyperstene, ale až pri maximálnej premene úplne nahrádza celý hypersten. Táto premena je pravdepodobne autometamorfného pôvodu. Výrastlice augitu majú veľkosť pod 0,7 mm, augit je len niekedy premenený.

Z rôznych miest silu boli odobrané vzorky na modálnu analýzu, ktorá má za cieľ zistiť rozptyl hodnôt vrátane priemernej veľkosti kryštálov tmavých minerálov.

Tab. 19 Modálne zloženie v % a priemerná veľkosť tmavých minerálov v mm

Číslo vzorky	572	574/2	583	618
základná hmota	57,23	54,65	52,87	54,89
plagioklas	27,43	33,66	31,34	35,32
hypersten	11,78	8,74	10,53	6,01
augit	2,92	2,95	3,61	3,78
kremeň v interstíciách	0,64	–	1,65	–
priemerná veľkosť tmavých minerálov	0,45 x 0,75	0,47 x 0,83	0,39 x 0,71	0,27 x 0,55

Intrúzie s elipsovitým a šošovkovitým prierezom

43 amfibolicko-hyperstenický andezit

Intrúzia (nek) sa vyskytuje západne od Kysliniek tesne pri kalderovom zlome. Preráža horniny formácie Strelníky. Prierez telesa je 250–300 m. Andezit je od-

krytý lomom, v ktorom sa dá zistiť, že intrúzia (nek) pri svojom výstupe vyniesla z podložia sedimenty člena Kurienec.

Andezit je hydrotermálne propylitizovaný, ale pevný, zelenkastotmavosivej farby s blokovou odlučnosťou.

42 hyperstenický andezitový porfýr s augitom

Je zistený v dvoch dajkách – prvá sa nachádza južne od Zálomskej, kde tvorí úzky hrebienok, intrudujúc do lávových prúdov člena Kopa. Druhá dajka sa nachádza jv. Od Kurienca pri kalderovom zlome, kde preniká do hornín člena Bobrovo. Andezitový porfýr je pevný, mierne propylitizovaný, zelenkastotmavosivej farby, porfyrický, strednozrnný. Základná hmota je holokryštalická, mikroaplitická až prizmaticko zrnitá. Plagioklasy (0,5–1,0 mm, An_{52}), sú zvyčajne nezmenené, ale niektoré väčšie výrastlice sú karbonatizované. Hypersten a pravdepodobne aj augit sú biotitizované. Akcesoricky sa zistil korodovaný kremeň.

Modálne zloženie oboch dajok v %: základná hmota 75,25–75,73; plagioklas 14,45–16,62; hypersten + augit 8,37–7,22; augit 0,25; kremeň 0,21; opakové minerály 0,33–0,18.

41 amfibolicko-hyperstenický andezitový porfýr s augitom

Južne od Zálomskej, za kalderovým zlomom, preniká cez horniny vulkánu Šútovka dajka hrúbky asi 20–30 m, dĺžky 150 m. Smer uloženia 10E/90. Andezitový porfýr je pevný, drobnozrnný, sivočiernej farby, menej premenený ako okolité horniny. Štruktúra horniny je porfyrická, základná hmota pilotaxitická. Plagioklasy (0,5–1,5 mm, An_{52}) sú zonálne, nezmenené, hypersten (0,2 x 1,0 mm) je pozdĺž pukliniek chloritizovaný, augit (0,2–0,4 mm) je zriedkavý, vyskytuje sa skôr v glomeroporfyrických zhlukoch spolu s plagioklasom. Amfibol (0,2 až 1,5 mm) je úplne zmenený, tvorený opakovým minerálom a chloritom.

Modálne zloženie v %: základná hmota 71,5; plagioklas 18,26; hypersten 5,05; augit 0,24; amfibol 1,67; sekundárny kremeň 0,18; glomeroporfyrické zhluky 3,07.

40 hyperstenický andezitový porfýr s amfibolom, augitom a biotitom

Východne od kóty Žiar, sz. od kóty Kurienec, je vo svahu skalné rebro vysoké asi 10 m, ktoré predstavuje vypreparovanú radiálnu dajku hrúbky 20 m a dĺžky asi 100 m, prerážajúcu vulkanoklastiká formácie Abčina. Hornina je pevná, čiernosivej farby, prestúpená puklinami, má holokryštalickú, mikroallotriomorfne zrnitú základnú hmotu s veľkosťou zŕn 0,01 mm, zriedkavo sú prítomné (asi 1 %)

metakoloidy chloritu. Porfyrické výrastlice zastupuje nezmenený zonálny plagioklas (0,5–1,5 mm, An_{45}). Hypersten má veľkosť 0,3–1 mm, amfibol (pod 0,3 mm) má výrazný hnedý pleochroizmus a opacitový lem, biotit (2,5 mm) je veľmi zriedkavý.

Modálne zloženie v %: základná hmota 61,05; plagioklas 30,73; hypersten 6,65; amfibol 0,59; biotit 0,20; glomeroporfyrické zhluky 1,34; opakové minerály 0,44.

39 augiticko-hyperstenický andezitový porfýr

Takéto zloženie má dajka hrúbky asi 30 m južne od Hornej Zálomskej a teleso (nek) Čierny grúň. Andezitový porfýr je čiernosivej farby so zelenkavým odtieňom v dôsledku slabej propylitizácie. Štruktúra horniny je porfyrická, strednozrnná, základnú hmotu má holokryštalickú, mikroliticko-mikropoikilitickú. Porfyrické výrastlice plagioklasov (0,5–1,5 mm; An_{50}) nie sú hydrotermálne premenené, hypersteny (0,2–0,5 mm) majú lištovitý tvar, niektoré sú úplne zachované, iné biotitizované, augit (0,2–0,5 mm) je nezmenený, vyskytuje sa aj v glomeroporfyrických zhlukoch. Je zriedkavejší ako hypersten. Akcesoricky sa nájdu aj silne korodované zrná kremeňa veľkosti do 0,2 mm. Hornina je veľmi slabo pyritizovaná.

38 hyperstenický dioritový porfýr s amfibolom, augitom, tridymitom a kremeňom

Severozápadne od Želobudzskej skaly, asi 800 m vo svahu je intrúzia veľkosti asi 100 x 200 m, prenikajúca cez prúd amfibolicko-hyperstenického andezitu s augitom, patriaci k členu Kopa. Lavicovitá odlučnosť v telese prebieha v smere N60E/90. Štruktúra horniny je porfyrická, základná hmota holokryštalická. Porfyrické výrastlice tvorí zonálny plagioklas (0,5–1,5 mm, ojedinele 3 mm; An_{52}), hypersten (do 0,5 x 1,0 mm), amfibol je zriedkavý, niekedy premenený. V základnej hmote sa vyskytujú ojedinelé hniezdovité akumulácie kremeňa a tridymitu veľkosti do 0,3 mm. Porfyrické výrastlice okrem amfibolu nie sú premenené.

Modálne zloženie v %: základná hmota 53,09; plagioklas 28,18; hypersten 5,60; premenený amfibol 0,22; čerstvý amfibol 0,18; augit 0,37; kremeň 2,55; glomeroporfyrické zhluky 0,30; opakové minerály 0,66.

37 augiticko-hyperstenický porfyrický mikrodiorit

V Suchohradnej doline na obidvoch stranách potoka je intruzívny prienik veľkosti približne 80 x 150 m. Od kalderového zlomu je vzdialený 2,75 km, kde

intruduje do lávového prúdu amfibolicko-hyperstenického andezitu s augitom člena Kopa. Mikrodiorit je pevný, masívny, čiernosivej farby, s blokovou odlučnosťou. Hornina je mierne karbonatizovaná. Má mikrodioritovú štruktúru s ojedinelými výrastlicami pyroxénov veľkosti do 3 mm a mierne karbonatizovanými plagioklasmi veľkosti do 1 mm; An_{52}.

Centrálna intrúzia

V rámci kaldery má excentrickú polohu v jv. okraji kaldery, kde prilieha ku kalderovému zlomu. Intrúzia preniká v podobe apofýz cez ryodacitové horniny člena Bobrovo, čím je určená sukcesná relácia s formáciou Strelníky. Priestorové rozmiestnenie apofýz a exokontaktná zóna ich účinku sú označené ako intruzívna zóna. Má približne elipsovitý tvar a veľkosť asi 1,5 x 2,0 km. Okrem centrálnej intrúzie je tu prítomný aj relikt silu augiticko-hyperstenického andezitového porfýru, ktorý je mladší ako centrálna intrúzia. Sil zasahuje aj mimo intruzívnej zóny. Intrúzia má jednotné zloženie pyroxenických dioritových porfýrov s prevahou hyperstenu nad augitom, len v jednej apofýze je prevaha hyperstenu veľmi vysoká. Horniny sú vždy hydrotermálne premenené.

36 hyperstenický dioritový porfýr s augitom

Také zloženie má len jedna apofýza centrálnej intrúzie, nachádzajúca sa ssz. od Šafraníčky, vo vzdialenosti 1 km. Táto varieta je vo všetkých charakteristikách (okrem petrografického zloženia) rovnaká ako ďalej opísané apofýzy centrálnej intrúzie.

Modálne zloženie v %: základná hmota 62,64; plagioklas 28,52; hypersten 7,28; augit 0,78; úplne premenený minerál 0,42; opakové minerály 0,36.

35 augiticko-hyperstenický dioritový porfýr

Apofýzy centrálnej intrúzie sú roztrúsené po centrálnej intruzívnej zóne v podobe jednotlivých telies v okolí tvorenom sekundárnymi kvarcitmi až argilitmi. Dioritové porfýry čiernosivej až zelenkavej farby sú pevné, masívne, propylitizované, miestami obsahujú xenolity migmatitov. Hornina má porfyrickú štruktúru, ktorá sa prejavuje prítomnosťou výrastlíc plagioklasu (2–3 mm; An_{54}) a hyperstenu (0,5–1 mm), ktorý je úplne nahradený chloritom, niekedy biotitom. Ak hypersten má augitovú obrubu, táto obruba ostáva nezmenená. Augit je premenený menej, vyskytuje sa aj vo forme glomeroporfyrických zhlukov. Základná hmota je holokryštalická, premenená, pôvodne bola zložená z plagioklasu, pyroxénov a kremeňa, hydrotermálnymi premenami je zmenená na chlorit, uralit, niekedy biotit, epidot, sekundárny kremeň a karbonát.

Modálne zloženie (priemerné) v %: základná hmota 46,81 ± 4,6; plagioklas 34,87 ± 2,29; hypersten 12,29 ± 1,28; augit 2,40 ± 1,48; sekundárny kremeň 1,84 ± 1,88; opakové minerály 1,43 ± 1,00.

Postvulkanické sedimenty

Vrchný sarmat (?)

Sedimenty vrchného sarmatu

Vyskytujú sa v okolí Dúbravice a Oraviec v podobe reliktov, ktoré pôvodne tvorili rozľahlejší sedimentačný priestor, zachovaný v najviac poklesnutých blokoch limnického depozičného priestoru. Zachovaná hrúbka sedimentov je maximálne 100 m. V sedimentoch sú prítomné vrstvy diatomitov v okolí Dúbravice a lignitu v okolí Oraviec. Podľa Baka (1958) sedimenty sú prevažne psefitickej a psamitickej zrnitosti, s hojnou sutinou zo starších útvarov, s vložkami pelitov. Psefity sedimentovali do vodného prostredia, preto obsahujú veľa ílovitej zložky, alebo sa striedajú s ílovcami.

34 súvrstvie kaolinických tufov, ílovcov, pieskovcov a slienitých polymiktných brekcií, niekde s polohami diatomitov alebo lignitu

Súvrstvie je charakterizované na základe vrtov, ktoré litologicky zhodnotil Bako (1958) na výpočet zásob diatomitov. Marková vyhodnotila sedimentárnu petrografiu. Zistila, že sedimenty sú zložené prevažne z ryodacitovo-andezitového materiálu. V ťažkej frakcii zistila ilmenit, leukoxén, pyrit, hydratované Fe rudy, biotit, menej amfibol, monoklinický pyroxén, žltohnedé a bezfarebné granáty, ojedinele zirkóny, turmalín, malé množstvo epidotu a zoizitu. V ľahkej frakcii sa vyskytoval vulkanický kremeň a karbonátový tmel.

Súvrstvie podľa Baka (1958) poukazuje na cyklickú sedimentáciu (zistil až 15 cyklov).

Príklad jedného cyklu uvádza z vrtu DBO-2 (29,0–36,5):
29,05–30,0 m – sivohnedé kaolinické tufity,
30,0–33,5 m – škvrnité kaolinické tufity,
33,5–36,25 m – slienité škvrnité polymiktné brekcie,
36,25–36,50 m – andezitový aglomerát.

Sedimentárne súvrstvie je silne vápnité, pelitické sedimenty jemnovrstevnaté. Ílovce majú tmavosivú, hnedú, žltkastú a zelenkavú farbu.

V sedimentoch je hojná kaolinická zložka, ktorá vznikla zvetraním kyslých vulkanických hornín. Polohy diatomitov sa nachádzajú vo vrchnej časti profilu. Uloženie vrstiev je buď horizontálne, alebo subhorizontálne s tendenciou úklonu

na J a JZ. Peľové analýzy nasvedčujú, že sedimentácia prebiehala v miernej až chladnej klíme, zistený bol močiarny biotop. Smerom hore ubúdajú teplomilnejšie formy.

Bako (1958) na základe geologických, litologických a palinologických údajov radí sedimenty na rozhranie sarmatu a spodného pliocénu (panónu).

Podľa nášho názoru však nemôžeme vylúčiť, že opisované súvrstvie predstavuje distálnu fáciu formácie Strelníky spodnosarmatského veku.

Vrchný miocén (pont)?– pliocén

Na území mapovaného regiónu súbežne s výskumom a mapovaním kvartéru v celej oblasti sústavy celkov Zvolenskej kotliny s. l. (t. j. v Zvolenskoslatinskej kotline a na plochej Zvolenskej pahorkatine) sa venovala primeraná pozornosť aj výskumu pliocénu. Ide o výskum pliocénnych sedimentov, a to usadených najmä od začiatku vrchného pliocénu, teda od začiatku posledného (neotektonického) cyklu geologicko-morfologického vývoja územia (pozri podkapitolu Sedimenty pliocénu).

Vrchný miocén (pont) ? – spodný pliocén (dák)?

33 sladkovodné íly a piesčité íly s polohami štrkov a pieskov

Ide o litologicky variabilné súvrstvie (polohy štrkov a pieskov prevládajú nad ílmi a piesčitými ílmi len miestami, obvykle vo vyšších polohách súvrstvia). Sú vrstvie zväèša plynule prechádza do vyšších vrstiev tzv. hronského štrkového súvrstvia (s polohami ílov a siltov), usadeného na zvolenskom Pohroní v širšom rozsahu (v podobe materiálu na erózno-denudaèných rovniach Hrona).

Výskyty. Toto staršie „súvrstvie ílov so štrkmi" nachádzame typicky iba vo východnejšej časti Zvolenskej pahorkatiny: priestor Lukové – Zolná, a najmä ďalej v území Zolná – Očová (medzi dolinami Zolnej a Hučavy). Bolo akumulované do

---

S ohľadom na zistený blízky vzťah k pliocénnym a kvartérnym sedimentom sa venovala pozornosť aj výskumu pozične-morfologických a paleogeografických aspektov finálneho bazaltového vulkanizmu štiavnického stratovulkánu v priľahlej Pliešovskej kotline. Severné okraje jej bazaltových výlevov (konkrétne ostrolúcky lávový prúd) dosahujú takmer po juhozápadné okraje mapovaného regiónu. Opis uvedených bazaltov (ich polohy, pozície a charakteru) sem preto nepatrí. Pre úplnosť odkazujeme aspoň na citácie doteraz zverejnených údajov (najmä o stratigrafii a datovaní bazaltov – pozri poznámku Vulkanity pliocénu–pleistocénu) v rámci kapitoly.

vtedajšej miestnej panvičky so znosom materiálu do nej zo severu, severovýchodu a východu. Za produkt pravdepodobne synchrónnej akumulácie sedimentov môžeme považovať aj spodné polohy pliocénnej výplne čiastkovej depresie Vlkanová – Veľká Lúka na dne kotliny (výplň pieskov a štrkov s ílmi v depresii je však vo vrte litologicky ťažko rozlíšiteľná). Geneticky v depresii ide o fluviolimnické náplavy Hrona (v pliocénnom prietočnom jazere).

Oba výskyty (postgeneticky mierne elevačná kryha Zolnej i poklesnutá kryha pri Veľkej Lúke) majú najpravdepodobnejšie vek spodný pliocén (dák). Bližšie údaje o uvedených sedimentoch a súvrstviach podávame ďalej – spoločne s vysvetlivkou pre vlastné hronské štrkové súvrstvie.

Vrchný pliocén (ruman) alebo až ?spodný pliocén

32 hronské štrkové súvrstvie (fluviálno-limnické a fluviálne ílovito-piesčité štrky s polohami ílov)

Pliocénne štrkové súvrstvie (formácia) na strednom a hornom Pohroní zistil a ako jednotku vyčlenil už Andrusov (1954, s. 261–268) pod názvom banskobystrická štrková formácia a Nemčok (1957, s. 197) ako hronská štrková formácia. V oblasti Zvolenskej kotliny je dokumentovaná pôvodne najmä v štúdii Matula et al. (1961). Až sústavný kvartérny geologický výskum jej rozsah spresnil a zredukoval v prospech kvartéru (odčlenil zo štrkového súvrstvia terasové štrky Hrona s prítokmi, ako aj rozličné svahové resedimenty terasových i starších štrkov). Revízne mapovanie sa týkalo nielen rozšírenia, ale aj charakteru, uloženia a genézy štrkovej „formácie", resp. overenia jej stratigrafickej pozície; realizovalo sa (Halouzka) prevažne v r. 1981–1983 (Stredohronie) a 1985–1987 (Horehronie). Výsledky sú dostupné v edícii príslušných geologických máp listov a regiónov.

Zvolenská pahorkatina

Hronské štrkové súvrstvie pliocénu sa nachádza na väčšine plochy Zvolenskej pahorkatiny v rámci mapovaného územia. Úložné pomery sú tu (podobne ako inde na Pohroní) dvojaké.

Z hronskej strany ide o štrky a reziduálne štrky na zvyškoch erózno-denudačnej rovne (roveň vrcholových plošín chrbtov vrchu Hrabiny v priestore medzi Veľkou Lúkou, kúpeľmi Sliač a Lukovým – v pozícii relatívne asi +150 m až 160 m nad tokom Hrona, tiež roveň relatívne +150 m nad Hronom nad kúpeľmi Sliač), morfopozične nad najvyššími zvyškami riečnych terás. Podobná situácia

vo vzťahu k toku Zolnej je zrejme aj na vysoko vysunutých rovniach (relat. okolo +100 m) po okrajoch výraznej doliny Zolnej (najmä na úseku Sebedín–Zolná), kde sú rovne najmä na SV výrazne prekryté pokryvmi hlín.

Vo východnejšom priestore Lukové–Zolná a hlavne ďalej na širokom území Zolná – Očová (t. j. medzi dolinami Zolnej a Hučavy) sú ale chrbty Zvolenskej pahorkatiny v pomerne značnej (viac desaťmetrovej) hrúbke budované celým komplexom štrkovitých sedimentov – s polohami siltov (ílov), často silno piesčitých. Tu už išlo o akumulovanie do panvičky (znos klastík zo S, SV a V). Zdá sa, že štrky erózno-denudačných rovní v pásme doliny Zolnej(?) sa ukladali na už jestvujúce okraje tohto štrkovitého komplexu.

Sedimenty štrkovitej akumulácie na zvyškoch rovne Hrona (Zolnej), ako aj východnejšie položený štrkovitý komplex so siltmi (ílmi) a pieskami chrbtov Zvolenskej pahorkatiny sú doložené prevažne iba častými povrchovými výstupmi štrkov, resp. drobnými odkryvmi. Prieskumné vrty sú tu vzácne.

Štrky hronských rovní (na vrchu Hrabiny) sú v menšej hrúbke (asi do 2–8 m) až rezíduách. Ide o obliaky – prevažne hrubé až veľmi hrubé (∅ 5–10–15 cm), zväčša dobre opracované, sčasti so silnou obrubou navetrania, tvorené kremencami, metakvarcitmi a rôznymi kryštalickými bridlicami (bez vulkanických hornín).

Štrkovité sedimenty s ílmi (siltmi) a pieskami v oblasti východnejšieho výskytu (Zolná–Očová) tvoria rozsiahle chrbty Zvolenskej pahorkatiny, a to až takmer po pásmo doliny Hučavy (limitujúce predhorie Poľany). Ich obliaková zložka v povrchových výskytoch je budovaná štrkmi, najčastejšie hrubými a veľmi hrubými (∅ 5–10–15 cm), dobre opracovanými, často navetranými. Zastúpené sú iba kremence, metakvarcity a rôzne metamorfity, vzácne i kremene (zriedkavá prímes andezitov môže byť aj sekundárna).

Z opísaného charakteru a uloženia všetkých štrkovitých sedimentov vyplýva predovšetkým ich fluviálna až fluviálno-limnická genéza (akumulovanie alebo na erózno-denudačnú roveň, alebo do plytkej znosovej panvičky). Časovo oba typy akumulácie predchádzali tvorbu riečnych kvartérnych terás. Ich doterajšie zaradenie do pliocénu je možné potvrdiť.

Akumulácia poriečnej rovne sa zaraďuje do vrchného pliocénu. Pritom štrkovitý komplex v oblasti Zolná – Očová bol usadený už v čase bezprostredne pred vytvorením systému rovne a jej štrkovej akumulácie (t. j. v sp. pliocéne?).

Prihronská Zvolenská pahorkatina a Zvolenská s. s. (Sliačska) kotlina

Pohronská Zvolenská s. s. (Sliačska) kotlina na V svojím dnom prilieha k prihronskej zóne Zvolenskej pahorkatiny. Tá predstavuje veľkú oblasť tzv. vysokého výskytu pliocénnych štrkov v mapovanom regióne. Výskyt tvoria štrky vysokých erózno-denudačných rovní na sliačskych vysokých kryhách (t. j. už

mimo vlastnej Zvolenskej kotliny). Pás rovní na kryhách v hronskom (južnom) smere siaha od iliašskych „Dolín" (priečna dolina na kvartérnom zlome) až po Veľkú Lúku (po priečnu dolinu potoka Lukavica s tzv. lukavickou zlomovou líniou kvartérnej aktivity). V ďalšom texte túto veľkú oblasť „vysokého výskytu" pliocénnych štrkov nazývame pracovne „sz. chrbtovina Zvolenskej pahorkatiny".

V chrbtovine (dnes rozčlenený reliéf) sa napriek "vysokému výskytu" zachovalo súvrstvie starých štrkových sedimentov s ílmi v celkovej hrúbke asi do 20–25 m (?). Je to odhad tak podľa výstupov štrkov v teréne, ako aj s prihliadnutím na analogické pomery ich „vysokého výskytu" na pravobrežnej a protiľahlej strane Hrona a kotliny (tam má tzv. chrbát Starej Kováčovej zistených 30–40 m takýchto štrkov).

V dne vlastnej Zvolenskej (t. j. Sliačskej) kotliny je zaklesnutá výrazná mladá depresia, ktorá má najhlbšie poklesnutú kryhu medzi Vlkanovou a Veľkou Lúkou. Náplavmi dnovej štrkovej akumulácie Hrona a jeho troch stredných terasových štrkových akumulácií sú na dne kotliny diskordantne prekryté staršie piesčito-štrkové sedimenty s ílmi, sedimenty vyplňujúce (v ich tzv. nízkom výskyte) depresiu diferencovane poklesnutých krýh. Zistená hrúbka pieskovo-štrkovej výplne s ílmi je tiež diferencovaná: maximálna je vo vrte PK-19 Veľká Lúka (115 m), no v jv. časti dna kotliny (pod Sliačom) je už jej hrúbka iba 50 až 60 m, na JZ kotliny (pri Sielnici) 10–15 m (pred vyklinením). Pri intraviláne Kováčovej a územnej časti Stráže n. Zv. (v j. cípe kotliny) má ešte výplň depresie hrúbku 10–20 m; zakrátko potom sa definitívne vykliňuje („pod" Strážami n. Zv.).

Sedimenty pliocénneho štrkovitého súvrstvia (v jeho rozsahu redukovanom autorom pri mapovaní) súhrnne charakterizujeme takto: Sú to prevažne štrky a piesčité štrky (resp. až ílovito-zahlinené štrky), príznačne mávajú aj tenké, zväčša piesčité polohy (pieskov so štrkmi až pieskov). V nich sa s pomerne veľkou variabilitou vyskytujú miestami aj hrubšie zaílované a ílové polohy (vrstvy ílov a ílovitých hlín, prípadne piesčitých ílov). Pre tieto sedimenty je teda typická variabilita pomeru zrnitostných frakcií. Sedimenty vcelku charakterizuje hnedosivasté až hnedohrdzavé sfarbenie (najmä íly).

Štrková zložka sedimentov je zastúpená (najmä vo vyšších a povrchových polohách súvrstvia) prevažne stredno- až hrubozrnnými obliakmi (∅ 2–5 až 5–10 cm), sporadicky až veľmi hrubozrnnými (∅ do 15 cm), podiel drobných obliakov (∅ do 2 cm) je malý. Dospodu v súvrství zrejme vzrastá až postupne dominuje podiel frakcií stredno- až drobnozrnných obliakov. Vcelku sú štrky opracované stredne, ale hlavne dobre (najmä v drobnejších frakciách). Obliaky sú často (selektívne) charakteristicky až silno navetrané a miestami limonitizované. Zastúpenie hornín: veľká prevaha kremitých hornín (kremence, kremenné pieskovce i kremene), vulkanické horniny (andezity) zväčša nie sú prítomné, no miestami (z hľadiska kotliny okrajovo) sa vplyvom miestneho bočného prínosu materiálu andezity

sporadicky vyskytujú; nepatrne sú prítomné aj rôzne kryštalické bridlice (granity či vápence sa nezachovali).

„Pohronská" štrková formácia sa akumulovala (pokiaľ to bolo overené) prevažne na rôzne vulkanoklastické sedimenty miocénu. V oboch oblastiach jej „vysokého výskytu" sa aj na jej povrchu vytvorili a akumulovali kvartérne riečne terasy Hrona (vrchné a vysoké terasy). Charakter ich štrkových akumulácií možno odlíšiť od podložia (v terasách aj menší či väčší výskyt andezitov, prítomné sú aj granity alebo vápence, väčšie zastúpenie kryštalických bridlíc, menšie navetranie obliakov, neprítomnosť ílov, pri mladších stupňoch aj nižší stupeň opracovania). V kotline pliocénnu štrkovú formáciu súvisle prekryli štrky troch stredných terasových akumulácií Hrona a jeho dnovej akumulácie (tu k uvedeným znakom odlíšiteľnosti pristupuje v kvartéri aj vcelku hrubšia zrnitosť obliakov, resp. miestami ich zahlinenosť).

Litofaciálne sedimenty formácie poukazujú v kotline (a na chrbtoch priľahlých k nej) na niekdajšiu sedimentáciu v prvotne formovanej prakotline, v sedimentačnom prostredí prietočného jazera, čo zodpovedá fluviálno-lakustrickému (Matula, 1961) typu sedimentácie Prahrona. Do komplexu štrkov formácie sú erózne vložené akumulácie štrkov aj vysokých terás Hrona, čo nasvedčuje na predkvartérny vek formácie (pliocénny). Na druhej strane určitá výšková morfometrická súvislosť najvyššieho povrchu „vysokého výskytu" formácie s povrchom plošín poriečnej rovne Hrona „poniže" Zvolena umožňuje spresniť vek formácie na vrchný pliocén.

Vulkanity pliocénu – pleistocénu sa priamo v rozsahu geologickej mapy regiónu (a tým ani vo vysvetlivkách k mape) nevyskytujú. Ostrolúcke bazalty na severe Pliešovskej kotliny sa nachádzajú už mimo mapovaného územia, ale takmer v kontakte s jz. okrajovou líniou študovaného regiónu.

Bazalty s. časti Pliešovskej kotliny ako celok (doterajšie geologické i predbežné rádiometrické zaradenie do pontu až pliocénu – podľa Konečného in Konečný, Lexa a Planderová, 1983; Repčok, 1978, 1981; Konečný, ústna informácia). Bazalty ostrolúckeho lávového prúdu osobitne (Bacúrov až Ostrá Lúka, vrt GK-8 Ostrá Lúka – Šímová, 1965; Karolus et al., 1974; neuverejnené vyhodnotenie kvartéru vrtu GK-8 a zmapovanie kvartéru oblasti s okolím podľa Halouzku).

Ostrolúcke bazalty a vrt GK-8; nová stratigrafia (báza pleistocénu, 1,5–1,8 mil. r. B. P.): podľa Halouzku in Konečný et al., 1983 a in Konečný et al., 1986 (str. 74–75); Halouzka, 1986 (str. 169–170); Halouzka in Stankoviansky a Lacika (eds.), Halouzka et al., 1992 (str. 73); Halouzka, 1992 (MS – prednáška); Halouzka in Halouzka (ed.) et al., 1995 (str. 281–282).

KVARTÉR

Morfologicky (morfoštruktúrne) tzv. kvartérne územia predkladanej geologickej mapy regiónu zastupuje výrazne rozčlenený kvartér Zvolenskej kotliny s. l. (v zmysle práce Mazúra a Lukniša, 1980). Kotlina sa nachádza na mape takmer celá (okrem územia pravobrežia Hrona, ktoré zaberá časť plochy vlastnej čiže s. s. Zvolenskej kotliny, v citovanej práci označenej ako Sliačska kotlina). Kvartér teda buduje z čiastkových celkov Zvolenskej kotliny (s. l.) iba ľavobrežný pás Sliačskej kotliny a prakticky celé územia Zvolenskej pahorkatiny a Slatinskej kotliny. Na severe zasahuje mapa do vrchovinného čiastkového celku Zvolenskej kotliny s. l. (tzv. Ponická vrchovina) iba málo.

Hlavnými sedimentmi kvartéru regiónu v kotline sú rôznoveké a litofaciálne variabilné (prevažne štrkovité) fluviálne a proluviálne akumulácie terás a náplavových kužeľov, naplavené v priebehu pleistocénu riekami Hron, Slatina, ale aj Zolná a Hučava (= Očovský potok, Očovka). Plošne najrozšírenejšie sú sedimenty na terasovaných chrbtoch západných a južných okrajov Zvolenskej pahorkatiny; o niečo menší rozsah, no súvislejší výskyt majú terasované proluviálno-fluviálne sedimenty Hučavy až Slatiny, vypĺňajúce sever Slatinskej kotliny (t. j. tzv. očovskú časť kotliny).

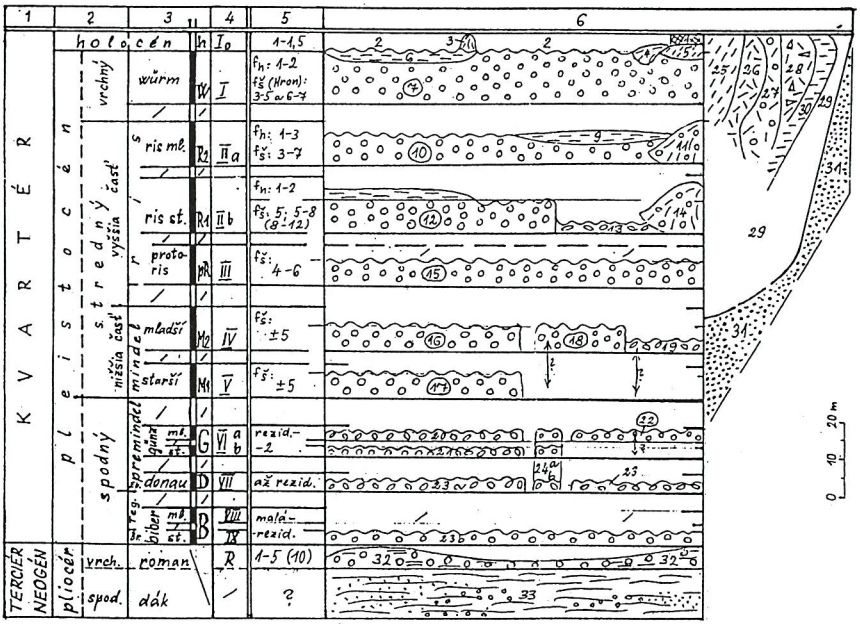
Litogeneticky prevládajú štrkové a pieskoštrkové náplavy (fluviálne a proluviálne) v terasovom čiže inverznom vývoji (riečne terasy, teleskopická stavba náplavových kužeľov). Viac-menej hlinité vrstvy sú sporadické. Podľa našich nových zistení sedimentáciu výrazne ovplyvnili (syn- i postgeneticky) aj neotektonické pohyby, zväčša kvartérne.

Terasové systémy tokov a stratigrafické začlenenie terasových akumulácií používame v zmysle geologickej syntézy tzv. panónsko-karpatského terasového systému slovenských Západných Karpát, dlhodobo používanej pre slovenský kvartér (senzu Halouzka, 1986; Halouzka in Gross a Köhler (eds.) et al., 1993; Halouzka in Štefanovičová et al., 1993, resp. Halouzka in Halouzka a Minaříková, 1977). Tento systém bol rozpracovaný rozvinutím čisto geomorfologického systému (Škvarček, 1973; Mazúrová, 1978; Mazúr, 1963).

Komplexný výskum a podrobné sústavné mapovanie kvartéru oblasti Zvolenskej kotliny s. l. v regióne (vrátane širšieho okolia) uskutočnili v GÚDŠ (teraz GS SR) Bratislava v rámci rozličných výskumných úloh zacielených na Pohronie v priebehu viacerých výskumných sezón: Halouzka v r. 1975 a 1977 iba predbežne, sústavne až v r. 1979–1982 a 1990. V spolupráci s pracovníkmi bývalej Geofyziky Bratislava (pri príprave účelového atlasu Hrona v M 1 : 5 000 aj vo Zvolenskej kotline) aj v r. 1986. Synteticky sa získaný materiál spracúval najprv v r. 1979, no najmä 1983 (napokon účelovo s geofyzikmi aj v r. 1986).

Výsledná bibliografia kvartéru regiónu (pre Zvolenskú kotlinu s. l.): Výsledky doterajšieho najnovšieho výskumu kvartéru kotliny a okolia možno nájsť v čas-

tiach príslušných archivovaných manuskriptov geologických máp (M 1 : 25 000) a záverečných správach (vysvetlivkách). Sú to Halouzka in Konečný et al., 1975; in Dublan et al., 1979; in Konečný et al., 1982; in Konečný et al., 1983; in Lexa et al., 1983; in Dublan et al., 1991. Doteraz publikované práce (z tohto výskumu kvartéru na území kotliny): Halouzka in Janík a Kanda (eds.) et al., 1986 (atlas); Halouzka, 1986 (článok o terasách).



Obr. 22 Stratigraficko-litologická kolónka kvartéru a pliocénu regiónu Poľany a časti Zvolenskej kotliny (Zostavil: Halouzka, 1997)

Vysvetlivky ku kolónke kvartéru:

1 – éra, eratém; perióda, útvar; 2 – epocha, oddelenie (a ich pomocné úseky); 3 – vek, stupeň (regionálny, v kvartéri klimatostratigrafický, integrovaný európsky systém alpský); čiernobiely stĺpček cyklickej periodicity chladných a teplých období kvartéru, t. j. glaciálno-interglaciálna cyklickosť klimatických výkyvov 1. rádu; skratky tradičných názvov; 4 – číselné značenie geneticko-morfologického systému terás (v karpatsko-panónskej oblasti na Slovensku, podľa Halouzku, 1986, a in Gross, Köhler et al., 1993, s. 136); 5 – hrúbky sedimentov v m (uvedené len zistené hrúbky fluviálnych sedimentov, štrkov $f_š$ a nivných hlín f_n); 6 – grafická kolónka sedimentov v regióne (číselný kód indexov v legende mapy)

Poznámka: prehľad chronostratigrafie kvartéru (po stupne) zostavený podľa Halouzku, 1989 (in Štefanovičová et al., 1993, tab. 1 na s. 10).

V kvartéri Zvolenskej (s. l.) kotliny bolo v regióne zistených a doložených (okrem dnovej štrkovej akumulácie – v pásme nivy a zvyškovej nízkej terasy) spolu 8–9 cyklov pleistocénnych štrkových terasových akumulácií a terás Hrona; pri väčšine terás sme zistili analógie aj v dolinách ostatných riek a väčších potokov tohto územia – Slatiny, Zolnej a Hučavy.

Tab. 21 Prehľad zistených fluviálnych sedimentov

nivná akumulácia	hliny	holocén
dnová akumulácia (vyznieva v nivnej fácii)	štrky (vyznievajú v hlinách)	würm
akum. 3. stred. terasy (vyznieva v nivnej fácii)	štrky (vyznievajú v hlinách)	ml. ris
akum. 2. (hl.) stred. terasy (vyznieva v nivnej fácii)	štrky (vyznievajú v hlinách)	st. ris
akum. 1. stred. terasy	štrky	protoris, „preris"
akum. 2. vrch. terasy [1]	štrky (aj rezid. štrky)	mindel (ml.)
akum. 1. vrch. terasy [1]	štrky (aj rezid. štrky)	mindel (st.)
akum. 3. vysokej terasy [2]	štrky (aj rezid. štrky)	günz (?ml.)
akum. 2. vysokej terasy [2]	štrky	günz (?st.)
akum. 1. vysokej terasy	štrky až rezid. štrky	(?) donau
akum. plošinovej terasy	rezid. štrky	?biber (?st.)

1) väčšina výskytov stupňov je výrazne rozlíšiteľná
2) rozlíšiteľnosť (výšková diferenciácia) je menej častá a málo výrazná

PLEISTOCÉN

Spodný (starý) pleistocén

23b, a Fluviálne štrky – bazálny pleistocén? (b) a donau (a)

Spodnopleistocénne (staré) terasové štrky Zvolenskej kotliny (s. l.) sme zistili morfogeneticky na troch najvyšších terasových úrovniach (stupňoch), pričom v najnižšom z nich je doložené rozdelenie na 2 podstupne (podľa zachovanosti v reliéfe nie sú všade rozlíšiteľné).

(23b) Najstaršia a najvyššia zo starých terasových úrovní sa vyskytuje najmä na pravobrežných okrajových chrbtoch Zvolenskej kotliny (t. j. už za okrajom územia zobrazeného na mape). V rozsahu mapy sú iba ľavobrežné výskyty na vrcholových plošinkách kopca Bakova jama na sv. okraji chotára Zvolena. Ide o štrky malej až reziduálnej hrúbky na vrcholovej plošinke kopca vo výške 426–428 m n. m. Báza štrkov je tak v relatívnej výške asi +135 až 138 m nad úrovňou toku Hrona. Obliaky sú prevažne hrubé až veľmi hrubé (∅ 5–10–15 cm) a menej stredné (∅ 2–5 cm), z kremitých hornín (zväčša metakvarcity, kremence a kremenné pieskovce), so stredným až vyšším stupňom opracovania, často až silno navetrané (výrazná obruba navetrania).

Litofaciálne znaky nasvedčujú na fluviálnu genézu (zrnitosť, opracovanie) a hronský pôvod štrkov (horniny z kryštalinika, bez vulkanitov). Navetranie obliakov ukazuje ich značný vek. Pozícia ich skalnej bázy v terasových úrovniach (v rámci priečnej postupnosti v doline) a jej relatívna výška nad Hronom stanovuje príslušnosť štrkov k plošinovej terase Hrona – stratigraficky ide teda o najstarší čiže bazálny pleistocén (?biber).

P o z n á m k a: V opornom vrte GK-8 Ostrá Lúka (polohou sa nachádza tesne za jz. okrajom mapovaného územia) je v hĺbke 43,5–48,0 m dobre zachované štrkové súvrstvie (t. j. s bázou v úrovni 429 m n. m.), bezprostredne prekryté telesom ostrolúckych bazaltov. Štrky súvrstvia (prevažne z metakvarcitov a kremencov, sporadicky sú zastúpené aj iné metamorfity a neovulkanické horniny, najmä andezity) na povrchu prechádzajú do zahlinených štrkov až do pokryvu červenkastohrdzavých hlín. Všestranné porovnania údajov poukazujú na analógiu týchto štrkov so sedimentmi opísanej najstaršej terasovej úrovne Hrona vo Zvolenskej kotline (teda na bazálnopleistocénny vek štrkov pri Ostrej Lúke). Napokon v uvedenej výškovej úrovni sú tie isté štrky zmapované aj vo výstupe na strmom ľavobrežnom svahu doliny Hrona (teda pod čelom prúdu nadložných bazaltov) severne od vrtu. Z uvedeného vyplýva, že tieto poznatky nám umožňujú pozične a morfologicky zaradiť aj bazalty ostrolúckeho lávového prúdu (na s. okraji Pliešovskej kotliny) až do spodného (zrejme bazálneho) pleistocénu. Súčasne môžeme štrkové súvrstvie pod bazaltmi považovať za geologicky takmer s nimi rovnoveké sedimenty, naplavené riekou Hron, a to v miestach sútoku s vtedajším hronským prítokom od juhu (z vtedajšieho priestoru Pliešovskej kotliny).

(23a) Prostredný z troch (vymenovaných v úvode vysvetlivky) starých a najvyšších stupňov terás Zvolenskej kotliny s. l. je tiež zachovaný prakticky iba na pravobrežných hronských svahoch kotliny. Na mapovanom území (teda na ľavom brehu) je známy jediný výskyt; tiež na kopci Bakova jama nad Zvolenom, ale na podvrcholovej svahovej teraske (v úrovni 410–415 m n. m., čo predstavuje relatívnu výšku +120 až 125 m nad Hronom). Štrky terasy sú zachované takmer len reziduálne. Ich charakter je rovnaký ako charakter štrkov na blízkej vrcholovej plošinke tohto kopca.

Na odvodenie stratigrafickej pozície štrkov terasy sú k dispozícii takisto zhodné postupy. Podľa nich tieto štrky patria v systéme terás s najväčšou pravdepodobnosťou k 1. vysokej terase (VII), čo zodpovedá v integrovanej chronostratigrafickej škále spodnopleistocénnemu stupňu čiže glaciálu donau (eburon).

21, 20, 22 fluviálne štrky – st. (21) a ml. (20) günz; günz vcelku (22)

Sú to štrky najnižšieho a relatívne najmladšieho stupňa zo spomínaných starých terás regiónu kotliny zobrazených na mape. Sčasti sa ich aj na mape podarilo rozčleniť na dva podstupne – starší (**21**) a mladší (**20**), inak ich označujeme vcelku (**22**).

Na Hrone na úseku Zvolenskej kotliny z nich opíšeme len terasové výskyty v jeho ľavobrežnom páse, ktorý je na mape a ktorý už predstavuje vyvýšený pás Zvolenskej pahorkatiny (pozdĺž východného okraja vlastnej kotliny). V smere hronského toku spádová krivka báz štrkov týchto terás má v dnešnom reliéfe väčší (!) sklon ako súčasný Hron (tzv. divergencia terás po toku voči dnešnej spádnici rieky). Vcelku ide o druhotný, postgenetický fenomén, ovplyvnený priečnymi neotektonickými diferenciáciami spôsobenými pohybmi krýh v kvartéri. Terajšie relatívne výšky báz spomínaných hronských terasových akumulácií (v oboch podstupňoch) sa preto v ich výskytoch v smere toku (t. j. v prikotlinovom okrajovom páse Zvolenskej pahorkatiny) postupne a v oboch podstupňoch paralelne zmenšujú. Konkrétne pri vyššom (1.) podstupni sú to tieto relatívne hodnoty v m nad Hronom: +120 (Iliaš), +115 (Vlkanová) a okolo +105 až +110 pri Zvolene, na svahovej úrovni kopca Bakova jama. Výraznejšie uchovaný nižší (2.) podstupeň sledovanej starej terasy Hrona v úseku Zvolenskej kotliny má približne v tých istých miestach relatívne výšky bázy riečnych štrkov a asi o 10 m nižšie (t. j. paralelne): +110 (Iliaš), +105 (Vlkanová) a asi +95 až +100 m nad Hronom pri Zvolene (na svahoch Bakovej jamy).

Štrkové sedimenty oboch akumulácií Hrona predstavujú piesčité štrky, prevažne hrubé až veľmi hrubé (∅ 5–10–15 cm), ale dosť často aj stredné (∅ 2–5 cm); obliaky sú prevažne z rôznych kvarcitov a kremencov a zriedkavejšie aj z kryštalických bridlíc, resp. aj andezitov, zväčša stredne opracovaných (polozaoblené), občas sú intenzívnejšie navetrané (najmä selektívne variabilná obruba navetrania obliakov). Zachovaná hrúbka je malá až reziduálna.

Pokiaľ ide o terasové štrky, v priestore vybiehajúceho a rozčleneného celku Slatinská kotlina (na priľahlom okrajovom pásme chrbtov Zvolenskej pahorkatiny) boli zistené od západu aj zásahy opísaných hronských terás. Konkrétne v Lipovci (výskyt 1. podstupňa, s bázou štrkov v úrovni 395 m n. m. a relatívne +105 m nad Hronom).

Ostatné zmapované výskyty opisovaných terasových akumulácií kotliny patria k riekam Slatina (v j. časti kotliny) a Hučava (v s. časti kotliny). Ich relatívne

výškové pozície sú komplikovane diferencované tektonikou a následnými zmenami paleohydrografického vývoja kotliny v kvartéri.

Tab. 22 Údaje o relatívnych výškach báz štrkových akumulácií terás v Slatinskej kotline (hrúbky reziduálne až asi 2 m)

R. Slatina – j. časť kotliny (v m n. Sl.):
– 1. podstupeň (400–410 m n. m.): +60 (Vígľaš), +70 a +75 (Zvolenská Slatina), +85 a +90 (Slatinka).
– 2. podstupeň (380–390 m n. m.): +65 až 70 (Lukové, úroveň okolo 385 m n. m., kopec Na hrb s k. 390,2), +50 (Vígľaš, os. Boroviny), +80 až +90 (na Z od Slatinky).
Sem patrí (alebo je starší?) zrejme aj najvyšší známy terasový výskyt Slatiny v kotline vôbec (t. j. 1 km na JV od Slatinky, reziduálne štrky úrovne 420–425 m n. m., čo je relatívne +100 m n. Sl.).
R. Hučava – s. (očovská) časť kotliny (v m n. Hr.):
– 1. podstupeň (395 m n. m.): +85 n. Hr. (na S od Lieskovca).
– 2. podstupeň (380–385 m n. m.): +70 až +75 n. Hr. (Lieskovec–S).

Sedimenty starých terasových akumulácií oblasti Slatinskej kotliny. Pri hronských náplavoch (Lipovec) sú to prevažne stredné až hrubé štrky, obvykle so stredným stupňom opracovania, s typickými obrubami (prstencami) navetrania obliakov; z hornín možno badať rozličné kryštalické bridlice, metakvarcity a kremence, vzácne žilné kremene a i. Rovnoveké sedimenty akumulácií starých terás Slatiny a Hučavy v kotline sú obvykle štrky s prevahou stredno- až drobnozrnnej frakcie, piesčité, polymiktné obliaky sú z kremencov a kremeňa, z andezitov (v náplavoch Hučavy úplne dominantne) a v prípade Slatiny aj z niektorých metamorfitov. Obliaky sú často výrazne selektívne navetrané.

(22) Doteraz opísané najmladšie akumulácie zo starých terás v celom mapovanom regióne (Hron, Slatina, Hučava) – na rozdiel od vysvetľujúceho textu – nie sú na mape všade rozčlenené na dva „podstupne" a sú vyznačené iba vcelku.

Podľa polohy, morfopozície a litológie štrkov ide o riečne (Hron, Slatina, Hučava) terasové akumulácie zo skupiny vysokých terás (zrejme 2. a 3. vysoká terasa čiže stupne VIb a VIa). To zodpovedá staropleistocénnemu čiže premindelskému veku [v alpskej škále stupne st. a ml. günz, resp. nečlenený günz, v nordickej sústave stupne menap čiže vejborn (= predkromerský glaciál) a helme (= interkromerský glaciál)].

24a, b fluviálne (a) a reziduálne (b) fluviálne štrky – premindel vcelku

Zo všetkých doteraz vo vysvetlivkách opísaných akumulácií starých terás (spodného pleistocénu) v rozsahu mapy niektoré ostali na mape nečlenené a sú označené stratigraficky ako premindel vcelku (t. j. spodný pleistocén).

Stratigrafická tabuľka kvartéru

KVARTÉR	holocén			**2** nivné hliny a štrkovité hliny **3** proluviálne hliny			
	pleistocén	würm–holocén		**4** proluviálne hliny so štrkmi **5** splachové hliny a piesčité hliny			
		würm		**6** nivné hliny a piesčité hliny (v nadloží č. 7) **7** dnové piesčité štrky (I) **8** detto s nadložím nivných hlín			
		ris	mladší	**9** nivné hliny a piesčité hliny (v nadloží č. 10) **10** terasové piesčité štrky (IIa) **11** proluviálne hlinité štrky s úlomkami			
			starší	**12** terasové piesčité štrky a štrky (IIb) **13** reziduálne terasové štrky (IIb) **14** proluviálne hlinité štrky s úlomkami			
		protoris		**15** terasové štrky a piesčité štrky (III)			**25–30** sedimenty deluviálno-fluviálne **31** sladkovodné vápence (travertíny)
		mindel	mladší	**16** terasové štrky a piesčité štrky (IV)	**18** terasové štrky a piesčité štrky (V–IV)		
			starší	**17** terasové štrky a piesčité štrky (V)	**19** reziduálne terasové štrky (V–IV)		
		günz	mladší	**20** reziduálne terasové štrky (VIa)	**22** terasové štrky (VI)	24 terasové štrky a reziduálne štrky (VII-VI)	
			starší	**21** terasové štrky (VIb)			
		donau		**23a** terasové štrky (VII)			
		bazálny pleistocén		**23b** terasové štrky plošinovej terasy (IX)			

17 fluviálne štrky a piesčité štrky – mindel st. (17)
16 a ml. (16)

Štrkové terasové akumulácie Hrona na úseku vlastnej Zvolenskej kotliny sa vyskytujú obvykle súbežne s priebehom doteraz opisovaných starých terás (v systéme značených ako vysoké). V mapovanom regióne ich nájdeme len na ľavobreží Hrona. Polohou sú už za okrajmi vlastnej kotliny, a to na chrbtoch okrajov Zvolenskej pahorkatiny pozdĺž kotliny. Skupinu terás zastupujú 2–3 cykly terasových akumulácií, budujúce dva (resp. tri) stupne terás, pri mapovaní viac alebo menej odlíšiteľné. Ich rozšírenie a spôsob uloženia sú takisto zhodné s tamojšími akumuláciami vysokých terás. Ľavobrežné výskyty vo Zvolene (svahy kopca Bakova jama s plošinou Sarvašky, ale aj na severných rázsochách kopca Strážnica) majú na terasách vyvinutý charakteristický pokryv hlinitých svahovín (dosahujú hrúbku 10 i viac metrov). Na Borovej Hore (s. okraj Zvolena) sa v dvoch ostrovčekoch terasových štrkov Hrona dlhodobými priesakmi minerálnych vôd do štrkov vytvorili až travertínové zlepence (zasintrované). Ďalší výskyt rovnovekých štrkov je pri Môťovej vo Zvolene.

Hrúbka štrkov už býva okolo 5 m i viac. Morfometria báz štrkov Hrona je pri týchto terasách zdvojená: Prvý stupeň má relatívnu výšku bázy akumulácie +75 až 80 m nad Hronom. Nižší stupeň (druhý) má túto bázu relatívne v úrovni +55 až 60 m nad Hronom. Tretí, najnižší stupeň opisovaných terasových generácií sa uchoval iba na pravobreží (os. Freónka nad Kováčovou, báza do +40 m relat. n. Hr., mimo mapy), s náznakmi aj vo v. časti Zvolena v rovnakej úrovni nad sútokom Slatiny a Hučavy s Hronom.

Sedimenty akumulácií tvoria piesčité štrky z prevažne hrubých (∅ 5–10 cm) až stredných (∅ 2–5 cm) obliakov, miestami zahlinené alebo s polohami pieskov. Obliaky sú zväčša stredne (miestami až lepšie) opracované, sčasti navetrané (zväčša s miernou obrubou navetrania); zastúpené sú prevažne kremence a kremenné pieskovce (tiež kremene), menej kryštalické bridlice, zväčša vzrastá podiel andezitu. Habitus sedimentov sa viac podobá na sedimenty vysokých terás ako stredných (vo Zvolenskej kotline s. s.).

Zistené údaje a súvislosti naznačujú fluviálnu genézu a hronský pôvod štrkových akumulácií, a to v období už značne sformovanej doliny Hrona (ale bezprostredne pred vznikom terajšieho vymedzenia Zvolenskej kotliny, indikovaného s najväčšou pravdepodobnosťou mladou tektonickou aktivitou po okrajových dislokačných líniách). Pritom v charaktere sedimentačného prostredia v tomto období museli ešte byť určité podobnosti s vývojom hronskej doliny v starom pleistocéne (menší spád dolín).

Charakter materiálu a analýza relatívnych výšok terás (v priečnom i pozdĺžnom smere dolinou), ako aj pozície v postupnosti terás, umožňujú zaradiť akumulácie k vrchným terasám Hrona (V, IV), t. j. stratigraficky paralelizovať so strednopleistocénnymi glaciálmi mindelu redefinovanej alpskej škály (starší a mladší mindel, mladší možno aj v obidvoch jeho štadiálnych výkyvoch) alebo nordického elsteru.

Na mape sú vyznačené kontúry oboch tzv. vrchných terasových stupňov, ale indexom ich vek rozlíšený nie je.

Toky v Slatinskej kotline (Slatina a Hučava) vytvorili analogické terasové akumulácie. Predovšetkým v južnom dolinnom pásme Slatiny, kde príslušné sedimenty terás nasadajú na úbočie Javoria medzi Zvolenskou Slatinou a Zvolenom, vrátane okolia Slatinky. Ďalšie výskyty sú v severnejšom pásme Hučavy (plošinky svahov na S a SZ od Lieskovca). Južnejší pás terás Slatiny má ich výskyty exponované na povrch terénu (bez pokryvov). Severnejší pás terás (Hučava) nad Lieskovcom zväčša prekrývajú hliny svahovín. Izolovaný „ostrov" v kotline na SZ od Zvolenskej Slatiny má rezíduá štrkov v úrovni 390 m n. m. Morfometria terasových štrkov potvrdila ich dvojstupňovosť (minimálne) a druhotne tektonicky spôsobenú komplikovanosť. V kvartérnom vývoji boli totiž opisované terasy čiastočne zahrnuté do vtedy vznikajúcej Slatinskej kotliny (celkové zaklesnutie s vnútornou kryhovou tektonickou diferenciáciou).

V severnej (očovskej) časti Slatinskej kotliny sa na mapovanom území novšie zistili štyri výskyty oboch terasových akumulácií (od západu): nad Lukovým (plošina chrbta Nad háj s trigon. bodom 385,6) a na oboch brehoch riečky Zolnej v Zolnej (3 výskyty). Relatívne výšky sa vzťahujú na toky Zolnej a Slatiny (sútoková oblasť), preto je ťažké stanoviť ich presnú hodnotu.

Sedimenty sú neveľkej hrúbky (napr. nad Lukovým asi do 5–8 m). Predstavujú ich prevažne stredné až hrubé štrky (najčastejšie s ϕ 2–8 cm), stredne a menej opracované, mierne i viac navetrané. V z. výskytoch neboli zistené vulkanické horniny, zastúpené sú kryštalické bridlice (ruly a iné), metakvarcity a kremence, vzácne žilný kremeň.

Získané údaje o rozmiestnení, morfopozícii a litologickom charaktere terasových akumulácií poukazujú na ich riečny pôvod (Zolná pri sútoku so Slatinou) a na príslušnosť k tzv. vrchným terasám (stupne V a IV), čo zodpovedá glaciálom (stupňom) mindelu.

18a, b, 19 fluviálne štrky a piesčité štrky (18a), fluviálne štrky a piesčité štrky s pokryvom hlín (18b), reziduálne štrky (19) – mindel

Terasové štrky, opísané v predchádzajúcej vysvetlivke v rozčlenení na 2 stupne (starší a mladší), sú na mape sčasti značené ako vekovo nečlenené (mindel), ale súčasne aj s vyčlenením štrkov zakrytých a reziduálnych.

15a, b fluviálne štrky a piesčité štrky (15a), fluviálne štrky a piesčité štrky s pokryvom hlín (15b) – protoris („preris")

Počnúc touto akumuláciou sa na území regiónu vyskytujú pomerne dobre zachované terasové sedimenty (štrky a piesčité štrky, často pokračujúce ako finálne nivné hliny ich nadložia). Terasové stupne majú súvislejší priebeh a obvykle aj väčší rozsah (najmä vo vlastnej Zvolenskej kotline, ktorej hranicami sú geneticky limitované!, ale aj v rozčlenenej Slatinskej kotline).

Štrky a piesky terasovej akumulácie Hrona sa vo vlastnej Zvolenskej (t. j. Sliačskej) kotline vyskytujú najmä na pravobreží, ktoré je už mimo územia zobrazeného na mape, a preto ho neopisujeme. Vo Zvolene sú 3 výskyty: tesne vedľa územia zobrazeného na mape, na pravom brehu v sedle Stráže nad Zvolenom (v práci Škvarček, 1973, označené za mindel) indikujú opustenú dolinu Hrona; na mapovanom ľavobreží sú analogické terasové štrky južne od toku Slatiny vo Zvolene-Sekieri, a najmä na sv. okraji mesta Zvolen (svahová terasa s krytom mladších splachových hlín). Hrúbka štrkov je vždy asi 4–6 m, nasadajú na vulkanoklastiká a pri sedle Stráže nad Zvolenom aspoň sčasti aj na vrchnopliocénne štrky banskobystrickej („hronskej") štrkovej formácie. Terasové štrky sú doložené povrchovými výstupmi a odkryvmi (najmä Stráže n. Zv.).

Báza štrkovej akumulácie (pre výskyty vo Zvolene) je v relatívnej úrovni +30 až 35 m nad tokom Hrona (resp. Slatiny vo Zvolene). Keďže pri Kováčovej (už opäť za okrajom nášho regiónu) báza analogickej štrkovej akumulácie je relatívne 20–22 m n. Hr., odvodzujeme z tohto, ako aj z iných zistení, mladý pleistocénny zdvih kryhy tzv. strážovskej hrasti (čo súvisí s opustenou starou dolinou Hrona v sedle Stráže n. Zv.). Tento relatívny zdvih len po skončení akumulácie štrkov opisovanej terasy dosiahol hodnotu 10–15 m!

Piesčité štrky akumulácie majú obliaky prevažne hrubozrnné (∅ 5–10 cm) až strednozrnné (∅ 2–5 cm), iba sporadicky drobné a zriedkavo aj veľmi hrubé (∅ 10–15 cm). Zastúpené sú najmä kremence, kremenné pieskovce a kremene, podiel andezitov je menší a kryštalických bridlíc len nevýznamný. Obliaky sú stredne až menej opracované, selektívne zväčša slabo alebo mierne navetrané, ako aj čerstvé.

Charakter opisovaných terasových štrkov Hrona vo vlastnej Zvolenskej kotline (na našej mape sú to výskyty iba priamo vo Zvolene) je vyslovene fluviálny a hronský. Súčasne podporuje morfostratigrafický záver (relatívne výšky naprieč dolinou i pozdĺž nej, celková pozícia v postupnosti terás) o pomindelskom a „predriskom" veku terasovej hronskej akumulácie (protoris, „preris", čo zodpovedá nordickému fuhne či „Früh-Saale"), ako aj o priradení akumulácie v systéme terás ku kvartérnej prvej strednej terase.

Čo sa týka terasového analógu tokov v Slatinskej kotline, preukázalo sa, že takmer v celom rozsahu výskytov tohto stupňa sú jeho štrkové sedimenty prekryté súvislým pokryvom mladších hlinitých svahovín (najmä v kontaktnom predpolí veľkého očovského náplavového kužeľa). Do tohto stupňa zaraďujeme aj výskyt roztratených reziduálnych štrkov v úrovni 360–370 m n. m., na nižšej plošinke pahorkatinného "ostrovčeka" východne od Lieskovca. Ale aj 3 ďalšie výskyty terás Hučavy pri severnom okraji Slatinskej kotliny (voči pahorkatine): dva medzi dolinkou Lukovského potoka a Zolnej, jeden nad PD Očová. Nasledujúce údaje o morfometrii a sedimentoch sa získali práve z týchto troch výskytov terás Hučavy.

Morfometria voči toku Hučavy (okraj kotliny): relat. výšky bázy štrkov na oboch terasách na Z od Zolnej sú +35 až 40 m nad tokom, pri Očovej asi +35 m.

Sedimenty v terasových zvyškoch sú hrubé do 4–6 m, v tylovej časti (do svahu) aj s krytom 2–3-metrových, zväčša hlinitých svahovín (na mape zanedbané). V povrchových výstupoch sú štrky andezitov, prímes kremitých hornín (kremence, metakvarcity, žilný kremeň) i metamorfitov je slabšia a zrejme sekundárna [x] (z podložného štrkovitého pliocénu?), obliaky sú zväčša hrubé a veľmi hrubé (s priemerom 5–10–15 cm), stredne ováľané, často s navetranými andezitmi (aj pri kremitých horninách s obrubou).

Zistená poloha (usmernenie), relatívna výška a litológia štrkov umožňujú záver o tejto terasovej akumulácii Hučavy [x], zaradenej k 1. (najvyššej) strednej terase (stupeň III), ekvivalentnej najstaršiemu riskému glaciálu (protoris, býv. „preris").

14 proluviálne hlinité štrky (14) – st. ris;

12a, b fluviálne piesčité štrky a štrky (12a), fluviálne piesčité štrky a štrky
13 s pokryvom hlín (12b), reziduálne štrky (13) – st. ris

Proluviálne sedimenty tejto generácie (veku) sú na území mapovaného regiónu len ojedinelé, a to: v doline Hučavy pri vyústení Hrochotskej doliny z masívu Poľany (Očová).

V prolúviách je to pozične s tzv. zolnianskou terasou porovnateľná akumulácia hlinitých štrkov, ktorá tvorí vyšší (a menší) segment z terasovej (teleskopicky uloženej) dvojice očovských náplavových kužeľov Hučavy, výrazne agradovaných pri vyústení dlhej Hrochotskej doliny z masívu Poľany do Slatinskej kotliny (nad horným koncom Očovej).

---

[x] Ak by prímes kremitých hornín bola prvotná, potom by bol (popri Hučave) pôsobiaci vplyv prínosu Zolnej i Slatiny!

Sediment vyššieho z očovských náplavových kužeľov Hučavy tvoria zväčša hrubé, veľmi hrubé až balvanovito-blokovité obliaky andezitov z Poľany. Sú silno zahlinené (s pieskom a drvinou), nevytriedené, slabo- až poloopracované, často a rozlične navetrané, nezistenej (zrejme väčšej) hrúbky. Sediment je doložený povrchovými výstupmi v makroforme vyššej plošiny kužeľa.

Fluviálne terasové sedimenty

Ide o akumuláciu terasového stupňa s plošne najrozsiahlejšími telesami tak v doline Hrona (vlastná Zvolenská kotlina), ako aj v dolinách ostatných riek (dolinný systém Hučavy, Slatiny a Zolnej v Slatinskej kotline). Akumulácia má preto najväčší význam ako základové pôdy miest a sídlisk (obcí) i komunikačných stavieb vo všetkých celkoch Zvolenskej kotliny s. l.

Vlastná Zvolenská (= Sliačska) kotlina má dno vyplnené náplavmi štrkov Hrona vo všetkých troch stredných terasových úrovniach a v dnovej akumulácii. Najviac však práve opisovanou akumuláciou stupňa „hlavnej terasy", hoci tá má najrozsiahlejší stupeň (tzv. sielnicko-kováčovskú terasu) na pravobreží Hrona, a to je už mimo územia zobrazeného na mape. Na tomto území sú iba ľavobrežné výskyty; malé výskyty hronských štrkov „hlavnej terasy" sa zachovali priamo v centrálnom intraviláne Zvolena. Ide o 6 výskytov v jeho mestskej časti: ostrovček izolovanej vyvýšeniny Zvolen-hrad, 2 stupne obojstranného vyústenia doliny Neresnice do slatinskej doliny a 3 výskyty terasiek na svahu pozdĺž sv. okraja mesta – tie sú zväčša prekryté hlinitými svahovinami.

Predložené údaje o úložných pomeroch a sedimentoch (ich litológii a sedimentárnej petrografii) hronskej terasovej akumulácie tohto stupňa (t. j. na dne vlastného územia Zvolenskej kotliny) podávame nielen podľa spomenutých výskytov vo Zvolene, ale aj podľa prieskumu na pravobrežnej sielnicko-kováčovskej terase (z odkryvov, výkopov i vrtov), odkiaľ máme najviac údajov.

Hrúbka štrkovej akumulácie pri sielnicko-kováčovskej terase dosahuje 6–7 m (pod sielnickým náplavovým kužeľom až 10 m). Terasové výskyty vo Zvolene majú túto hrúbku (doloženú v povrchových výstupoch štrkov i na hrane terás, ako aj vo výkopoch studní) okolo 5 m.

Akumulácia sielnicko-kováčovskej terasy nasadá buď na vulkanoklastiká, alebo na pliocénne hronské štrkové súvrstvie („formáciu"). Štrky analogických terasiek vo Zvolene majú v podloží prevažne vulkanoklastické sedimenty. Napokon povrch štrkovej akumulácie sielnicko-kováčovskej terasy vo väčšine prekrýva 1,5–2,5 m vrstva fluviálnych nivných hlín Hrona, ale po okrajoch terasy je miestami na štrkoch priamo naložený pokryv mladších splachových hlín a iných svahovín.

Morfometria. Báza štrkov sielnicko-kováčovskej terasy má v celom priebehu relatívnu výšku +11 až 13 m n. Hr. a pri rovnovekých ľavobrežných teraskách vo Zvolene asi +10 až 15 m nad tokom Slatiny (vo Zvolene) a Hrona.

Akumuláciu sielnicko-kováčovskej terasy reprezentujú piesčité štrky, prevažne hrubé až veľmi hrubé (∅ 5–10–15 cm) a balvanovité (∅ do 25 cm), sporadicky stredné (∅ 2–5 cm) i drobné. Obliaky sú stredne (málo) opracované, len miestami a selektívne navetrané (andezity, resp. granity, ostatné iba mierne). Z hornín prevažujú kremence a kremenné pieskovce (s kremeňmi) a metakvarcity, len o niečo menší je podiel andezitov, sporadicky sú zastúpené kryštalické bridlice, zriedkavo granity.

Piesčité štrky akumulácie vo zvolenských výskytoch sú zväčša hrubé až veľmi hrubé (∅ 5–10–15 cm), sporadicky strednozrnné (∅ 2–5 cm), miestami aj s balvanovitými obliakmi (∅ 15–20 cm). Zastúpené sú hlavne kremité horniny (kremence a kremenné pieskovce, metakvarcity, kremene), menej vulkanické (najmä andezity, vo výstupoch pri vyústení Neresnice aj občasný tmavosivý bazalt) a len sporadicky rôzne kryštalické bridlice. Obliaky sú stredne až menej opracované, čerstvé a sčasti zvyčajne len slabo navetrané (selektívne).

Litofaciálny charakter opísanej štrkovej akumulácie Sliačskej kotliny je jednoznačne fluviálny a hronský; vo Zvolene prínos materiálu Slatiny a Neresnice poukazuje na sedimentáciu vo vtedajšej sútokovej oblasti oboch riečok s Hronom.

Nivné hliny (nadložie štrkovej terasovej akumulácie Hrona)

Nivné hliny sielnicko-kováčovskej terasy zaberajú väčšiu časť jej plochy. Doložené sú odkryvmi a vrtmi v terase, a to v hrúbke 1,5–2,5 m, kontinuitne akumulované na štrkoch. Sú to hliny prachovito-ílovité až ílovité, okrovohnedé, hrdzavo a sivo šmuhované, uľahnuté, zvrstvené, naspodu jemne piesčité.

Analogické výskyty „hlavnej terasy" sú významné aj v Slatinskej kotline.

V južnej (slatinskej) časti kotliny ide o náplavy rieky Slatiny. „Hlavná terasa" tu má najrozsiahlejší stupeň, a to v ďalšom predpolí veľkého očovského kužeľa (t. j. na S od línie Vígľaš a Zvolenská Slatina). Táto štrková terasová akumulácia je pritom takisto prakticky súvisle prekrytá hlinami (najmä svahovín). V strede kotliny je izolovaná terasová vyvýšenina („ostrov") s rovnakými štrkmi, ale už bez krytu hlín.

V severnej (očovskej) časti Slatinskej kotliny je ekvivalentná štrková terasa Hučavy na okraji kotliny (v okolí Zolnej). Výskyty spomínanej terasy budujú tzv. zolniansku terasu (podľa obce Zolná v katastri Zvolena). Sú po oboch brehoch riečky Zolná v obci, v smere toku terasa úzkym výbežkom pokračuje na VJV (až na cestu Lukové–Zvolen v dnešnej „bráne" Hučavy), jej celková dĺžka je až 2,5 km.

Morfometria zolnianskej terasy Hučavy (od vtedajšieho sútoku so Zolnou v obci): relat. výška bázy štrkov v obci je podľa merania +7 až 9 m nad terajším tokom Zolnej i Hučavy (paralelné toky) a hodnotu okolo +8 m nad Zolnou a Hučavou si drží až po vyklinenie v „bráne" Hučavy (za vyústením dnešnej rieky Zolná).

Hrúbka štrkovej akumulácie terasy dosahuje 5–8 m (miestami do 8–12 m) podľa šírky zachovanej terasy.

Sedimenty terasy sú dobre povrchovo odkryté (doložené sú najmä v svahu terasy pozdĺž cesty). Sú to piesčité štrky s obliakmi prevažne hrubými a veľmi hrubými (∅ 5–10–15 cm), menej strednými (∅ 2–5 cm), sporadicky aj vo frakcii s ∅ 1–2 cm (štrčiky a drobné štrky); napokon príznačná, ale slabá je prímes balvanovitých štrkov (tu s obliakmi max. ∅ 20–25–30 cm). Horninové zloženie: takmer úplne z andezitov (tmavosivé, červenkasté až rozvetrané, hnedé); celkom nepatrný obsah majú rôznozrnné obliaky kremencov a metakvarcitov, žilného kremeňa i kryštalických bridlíc (najmä v obci – ako vo vtedajšom sútoku Hučavy so Zolnou). Opracovanie andezitov je stredné a malé (mierne zaoblené a polozaoblené), ostatné horniny sú prevažne mierne zaoblené štrky. Selektívne sú navetrané najčastejšie i najväčšmi andezity, a to občas aj silnejšie.

Záver. Príslušná štrková terasová akumulácia Sliačskej (Zvolenskej s. s.) kotliny je podľa litofaciálnych a sedimentárno-petrografických údajov jednoznačne hronského pôvodu a fluviálnej genézy. Morfostratigraficky (rozbor relat. výšok a pozície postupnosti terás) je to 2. čiže hlavná stredná terasa. Klimatostratigraficky to zodpovedá glaciálnemu stupňu starší ris (alpská škála) a sál s. s. (nordická škála).

Hliny nadložia štrkov majú litofaciálny charakter hlinitých náplavov nivnej fácie, sedimentovaných ešte v chladnom období (malý obsah humusu a pod.) vyznievajúceho glaciálu. Na základe pozície na podložných terasových štrkoch 2. strednej terasy boli stratigraficky zaradené do mladšej fázy glaciálu starší ris (t. j. do kataglaciálnej fázy staršieho risu).

Veľká terasová akumulácia rieky Slatiny (severne od línie Zvolenská Slatina a Vígľaš) má typicky fluviálnu genézu a znosovú oblasť toku Slatiny. Zolnianska terasová akumulácia i akumulácia vyššieho očovského kužeľa sú podľa komplexných zistení fluviálnej (Hučava so sútokom Zolnej) a proluviálnej (Hučava) genézy. Všetky spolu tiež patria k druhej čiže hlavnej strednej terase (t. j. stupňu IIb), ktorej sedimenty sa kladú do staršieho risu s. s. (čiže maximálneho glaciálu vôbec) alpskej škály a sálskeho glaciálu (s. s.) nordického systému.

11a, b proluviálne hlinité štrky (11a), proluviálne hlinité štrky s pokryvom hlín (11b) – ml. ris;

10a, b fluviálne piesčité štrky (10a), fluviálne piesčité štrky s pokryvom hlín (10a) – ml. ris.

Z proluviálnych sedimentov tejto generácie (veku) sa zistili len sedimenty tzv. veľkého očovského náplavového kužeľa (ľavobrežného) riečky Hučava. Morforegionálne patria k sedimentačnej výplni Slatinskej kotliny.

Akumulácia veľkého náplavového kužeľa Hučavy je síce dominantne ľavobrežná, ale je súvisle prekrytá hlinitými náplavmi so štrkmi (na mape „odkrytými"). Pri koreni kužeľa (t. j. na hornom konci obce nad pílou) prolúvium kužeľa prechádza aj na pravý breh riečky a tam vychádza takmer na povrch (pokrov hlín v stavebných výkopoch je hrubý len 0,7 m).

Ide o silno zahlinený štrkovitý sediment výlučne z andezitov, ktorého obliaky sú prevažne veľmi hrubé a balvanovité (najčastejšie ∅ 10–30 cm), s obsahom dosť hojných obliakových blokov (∅ do 40–50 cm, max. 75 cm), ale aj frakcie hrubých štrkov (∅ 5–10 cm). Andezity sú zväčša dosť čerstvé, občas aj navetrané (mierne až silno); vcelku sú obliaky stredne až dobre ováľané, ale aj menej (variabilita). Uloženie klastík je chaotické, hlinou dosť tmelené, značne nevytriedené.

Sedimenty kužeľa zaraďujeme v súvislosti s kontinuitnou očovskou terasou rieky Hučava (pozri tam!).

Sedimenty fluviálnych terás tejto generácie vytvárajú (geneticky) najnižší terasový stupeň. Z terás mapovaného regiónu majú jeho terasové výskyty plošne druhý najväčší rozsah. Platí to predovšetkým pre hronskú Sliačsku kotlinu (vlastnú Zvolenskú), ale aj pre Slatinskú kotlinu.

Ich praktický význam v reliéfe (sídelné plochy miest a ostatných obcí, ako aj priestor pre komunikácie) je podobný predchádzajúcej opísanej „hlavnej" strednej terase územia. Navyše spolu s plochami dnovej štrkovej akumulácie sú akumulácie najnižšej terasy najväčšími kolektormi podzemných (pitných) vôd.

Dolina Hrona v Sliačskej kotline má dominantné a najväčšie terasy tejto akumulácie (takisto ako pri hlavnej strednej terase) opäť na pravom brehu Hrona (teda už mimo územia zobrazeného na mape). Keďže rozhodujúcu väčšinu poznatkov o opisovanej akumulácii v kotline priniesol prieskum (aj vrtný) práve z pravobrežných terasových výskytov, musíme ich zahrnúť do údajov o najnižšej a najmladšej terasovej akumulácii na území vlastnej Zvolenskej kotliny.

Výskyty na pravom brehu sú: rozsiahla hájnická terasa (napr. s letiskom Zvolen – Sliač), po prerušení priebehu pokračujúca v reliéfe menej výrazným „stupňom" Kováčová – Stráže nad Zvolenom. Na ľavom brehu kotliny (už v rozsahu územia zobrazeného na mape) jej zodpovedá prakticky iba málo výrazný „stupeň" tzv. zvolenskej (mestskej) terasy, zaberajúci väčšinu centra mesta Zvolen (historickú časť).

Povrch hájnickej terasy je poväčšine pokrytý vrstvou sedimentačne vyznievajúcich nivných hlín v nadloží terasových štrkov, miestami sú po okrajoch (priamo na štrkoch) usadené mladšie splachové hliny a iné svahoviny; napokon v Kováčovej je na hronské štrky naložený celý „visutý" komplex najmladších štrkov a hlín (fluviálno-proluviálnej genézy) Kováčovského potoka. Na povrchu štrkov zvolenskej (mestskej) terasy sa spomínaný sedimentačne vyznievajúci hlinitý nivný pokryv vyskytuje iba sčasti, a to na území vlastnej časti zvolenskej terasy v centre mesta (v severnom výbežku terasy štrky vystupujú na povrch terénu). Nivné hliny pokryvov sú charakterizované osobitne (v ďalšej vysvetlivke).

Podložie terasových štrkov v kotline pri hájnickej terase (aj s jej pokračovaním Kováčová – Stráže nad Zvolenom) tvoria buď sedimenty tzv. hronského štrkového súvrstvia („formácie") pliocénu, alebo (menej) vulkanoklastiká miocénu. Na vulkanoklastiká nasadajú aj štrky zvolenskej (mestskej) terasy.

Zistená hrúbka štrkovej akumulácie takmer celej hájnickej terasy dosahuje 9 m (na vonkajšom okraji terasy len 4–5 m); vrtom HV-1 doloženú 22-metrovú (!) hrúbku štrkov na terase [x] pri okraji kotliny pod Strážami nad Zvolenom možno vysvetliť postgenetickým (z hľadiska tvorby terasovej akumulácie Hrona) agradovaním ďalších lokálnych štrkov na terasu, a to bočným znosom z priľahlých svahov chrbtov budovaných vrchnopliocénnymi štrkmi (v dôsledku pokračujúceho neotektonického zdvihu tzv. strážovskej hrasti). Na ľavom brehu Hrona zvolenská (mestská) terasa v centre Zvolena (husto dokumentovaná vrtmi) má zistené miestne veľmi kolísavé hrúbky akumulácie štrkov, zväčša od 3 do 7 m.

Báza štrkovej akumulácie vo vlastnej Zvolenskej kotline je pri hájnickej terase charakterizovaná relatívnou výškou +1 až 2 m nad tokom Hrona (resp. nulovou relatívnou výškou). Čiže klesá až mierne pod úroveň povrchu priľahlej hronskej nivy. V pravobrežnej pokračujúcej terase Kováčová – Stráže nad Zvolenom má báza štrkov relatívnu hodnotu 0 až +1 m n. Hr. Napokon vrtmi presne overená úroveň bázy štrkovej akumulácie zvolenskej mestskej terasy v centre Zvolena je relatívne 0 až +2 m nad úrovňou toku Hrona.

Sedimenty. Hájnická terasa kotliny má piesčité štrky (zvrchu hlinitopiesčité), s obliakmi prevažne stredno- (∅ 2–5 cm) a hrubozrnnými (∅ 5–10 cm), nepatrný je podiel veľmi hrubej (∅ 10–15 cm) a balvanovitej (∅ okolo 20–25 cm) frakcie, ako aj drobných obliakov (∅ 1–2 cm), piesky sú hrubozrnné. Opracovanie je stredné a menšie, navetranie obliakov je nepatrné a selektívne. Zloženie hornín: prevažne kremence, kremenné pieskovce, metakvarcity (resp. kremene), menej hojné sú andezity (najmä v hrubších obliakoch) a len nepatrne sú zastúpené kryštalické bridlice, ale aj granity, zriedkavo sivé jemné pieskovce. Sedimenty terasy Kováčová – Stráže nad Zvolenom sa svojím charakterom (hrubšou zrnitosťou) viac približujú analogickým náplavom na ľavom brehu Hrona vo Zvolene.

Sedimenty akumulácie zvolenskej mestskej terasy sú piesčité štrky s prevahou hrubých (∅ 5–10 cm) a strednozrnných (∅ 2–5 cm) obliakov, s menším, no výrazným podielom veľmi hrubých až balvanovitých obliakov (∅ 10–15 cm); zvrchu bývajú často značne zahlinené (miestami s nadložnou vrstvou finálnych nivných hlín). Zastúpené sú hlavne kremence, kremenné pieskovce, metakvarcity i kremene, výrazne menej vulkanické horniny (obvykle najhrubšie obliaky andezitov), zriedkavo i kryštalické bridlice a granity (na príklade akumulácie zvolenskej terasy v centre mesta). Opracovanie obliakov je stredné až menšie, sú

---

[x] súvrstvie piesčitých štrkov, zvrchu značne zahlinených

čerstvé a len občas obvykle slabo (selektívne) navetrané. Štrkové terasové súvrstvie je významne zvodnené (zvolenská terasa).

Doliny riek v Slatinskej kotline (Hučava, Zolná, Slatina) majú tiež rozsiahle a významné rozšírenie sedimentov najnižšej terasovej akumulácie. Výskyty sú tak v južnej (slatinskej), ako aj v severnej (očovskej) časti kotliny.

Výskyty v južnej (slatinskej) časti predstavujú zvyšky terasovej akumulácie rieky Slatina: terasové zvyšky v Pstruši (Vígľaš) na ľavom brehu toku; ďalej pravobrežná veľká terasa stupňa pozdĺž s. okraja Zvolenskej Slatiny (paralelná s ostatnými strednými terasami rieky), zväčša prekrytá na štrkoch finálnymi nivnými hlinami; naostatok sú to zvyšky najnižšej terasy Slatiny na jej ľavom brehu v katastri Zvolena, resp. zvyšky na izolovaných „ostrovčekoch" v priestore mestských častí Lieskovec – Zolná (vždy bez hlinitého krytu štrkov).

V severnej (očovskej) časti Slatinskej kotliny je tzv. očovská terasa (pravobrežná), akumulovaná riečkou Hučava.

Štrková akumulácia očovskej terasy Hučavy (pravý breh v obci) má bázu v relat. úrovni asi +3 m nad tokom (dolný koniec obce – pri úpravni stavebných hmôt), indikovanú aj zachytenými prameňmi podzemnej vody (rúrkové vývody).

Sedimenty (podľa výkopov) sú zväčšča hrubé až veľmi hrubé, ale i balvanovité (∅ 5–10–15 cm, max. do 30 cm) štrky andezitov; len úplne sporadicky aj kremitých hornín (kremence, metakvarcity, žilný kremeň) a kryštalických bridlíc (ako prímes z blízkeho štrkovitého pliocénneho podložia?). Miestami sú silno hlinité až s pokryvom štrkovitých hlín.

Závery

Štrková terasová akumulácia (najnižšieho stupňa) na území Sliačskej (vlastnej Zvolenskej) kotliny:

Podľa charakteru štrkového súvrstvia, prítomnosti sedimentačne kontinuitnej nadložnej vrstvy finálnych "chladných" nivných hlín na ňom a podľa morfometrických údajov (relatívne výšky, pozícia v postupnosti terás) možno považovať túto štrkovú terasovú akumuláciu za fluviálnu a hronskú, patriacu k 3. (najnižšej) strednej terase, klimatostratigraficky zodpovedajúcej glaciálu – mladší ris (v alpskej škále) alebo vartan (v nordickej sústave).

Poznámka: Na horskom toku Hrona Škvarček (1973) túto akumuláciu označil za würmskú (údajne starší würm).

Štrková terasová akumulácia tokov na území Slatinskej kotliny:

Poloha v reliéfe povrchu, úložné pomery a litofaciálny ráz sedimentov jednoznačne ukazujú na najnižšiu riečnu terasovú akumuláciu Hučavy, prechádzajúcu priamo do rovnovekého prolúvia náplavového kužeľa. V klasifikácii (systéme) patrí tiež do 3. strednej terasy (stupňa IIa), do predposledného glaciálu – mladšieho risu.

Rovnako bolo odvodené zaradenie najnižšej terasovej akumulácie rieky Slatina (v južnej časti kotliny), ktoré je totožné.

9 fluviálne nivné hliny – ml. ris

Uložené sú konkordantne na veľkej časti predchádzajúcej štrkovej terasovej akumulácie regiónu, a to ako finálny sediment (vyznievajúci sedimentačne). Tu spomenieme iba jeho charakteristiku (v samostatnej vysvetlivke), pričom rozšírenie nivných hlinitých pokryvov je opísané spolu s podložnou štrkovou terasovou akumuláciou (v predchádzajúcej vysvetlivke).

Hrúbka ich vrstvy je známa najmä pri hájnickej terase (1–2 m), v Kováčovej 3–5 m. Iba v Kováčovej je povrch nivných terasových hlín navyše prekrytý najmladšími štrkmi a hlinami Kováčovského potoka (výnos z Kováčovskej doliny). Tieto nivné hliny (t. j. pokryvu štrkov Hrona na jeho pravobrežných výskytoch) sú zastúpené zväčša prachovito-ílovitými okrovo hnedými (hrdzavo a sivasto šmuhovanými) hlinami, miestami (Kováčová) sú hliny piesčito-ílovité. Vyskytujú sa už za okrajom územia zobrazeného na mape.

Na ľavobrežnej zvolenskej mestskej terase majú štrky pokryv nivných hlín v centre mesta. Ich overená hrúbka kolíše v rozmedzí 1–3 m (hoci ich pôvodný výskyt je často postihnutý stavebnou činnosťou človeka – premiešanie, výkopy, lokálne navážky). Pôvodný sediment sú hliny prachovité a zväčša jemnozrnno mierne piesčité, so žltkasto- alebo sivastohnedým sfarbením (občas aj typicky hrdzavo šmuhované), ojedinele s obliakmi štrkov; napokon miestami dospodu prechádzajú do ílovitejších, svetlohnedých a hrdzavo šmuhovaných hlín.

Rozsiahle nivné hliny na najnižšej slatinskej terase majú podobný charakter ako opísané hliny.

Hliny majú všade litofaciálne typický charakter hlinitých náplavov nivnej fácie, a to sedimentovaných ešte v chladnom období (malý obsah humusu a pod.) doznievajúceho glaciálu. Na základe charakteru a pozície na podložných terasových štrkoch 3. strednej terasy sú stratigraficky zaradené do mladšej fázy glaciálu – mladšieho risu (t. j. do kataglaciálnej fázy mladšieho risu).

Pleistocénne terasové akumulácie a morfogenetická regionalizácia (záver)

Aj pri Zvolenskej kotline sa potvrdilo, že jej vlastnú časť (t. j. v zmysle členenia Mazúr a Lukniš, 1978, „čiastkovú" Sliačsku kotlinu) vypĺňajú iba náplavy dnovej akumulácie (s nivou) a akumulácií stredných terás – z nich najmä druhej (hlavnej) a tretej (nižšej). Všetky staršie terasové akumulácie sú v dnešnom reliéfe už za okrajovou líniou vlastnej časti Zvolenskej kotliny (t. j. Zvolenskej kotliny s. s. čiže „čiastkovej" Sliačskej kotliny), a tak patria už k okrajovým chrbtom, ku kotline priľahlých pahorkatín a pohorí.

Vrchný (mladý) pleistocén

Do obdobia vrchného pleistocénu a holocénu spadá väčšina povrchových sedimentov kvartéru mapovaného regiónu. Ale pri prevažnom podiele z nich sa nedá táto stratigrafická limitácia preukázať, a preto ich označujeme za nečlenený kvartér. Mladopleistocénne (presnejšie würmské) začlenenie je v stratigrafii kvartéru nášho terénu preukázateľné prakticky iba pre f l u v i á l n e sedimenty, t. j. pre sedimenty posledného cyklu tzv. periglaciálneho zaštrkovania dien dolín, čiže ich dnovej akumulácie.

8 fluviálne piesčité štrky, spolu s nadložnými nivnými hlinami (8) – würm;

7a, b fluviálne piesčité štrky (7a), fluviálne piesčité štrky s pokryvom hlín (7b) – würm

Na mape sú vyznačené štrkové sedimenty v súčasných dnách dolín, z ktorých sú vyčlenené tie, čo majú povrch prekrytý výraznejšími nivnými hlinami (**8**, hliny sú opísané osobitne vo vysvetlivke č. **6**), alebo inak zanedbateľným pokryvom mladších splachových hlín (**7b**). Tento opis zahŕňa celý rozsah dnových štrkov (teda aj s uvedenými nivnými a splachovými hlinami, resp. s nivnými hlinami holocénu, **2**).

Kontinuitou svojho rozšírenia, jeho rozsahom i objemom štrkových vrstiev sú to asi najhojnejšie sedimenty kvartéru v regióne. Sú hlavným kolektorom podzemných vôd.

V podloží dnových štrkov vo Zvolenskej (s. s.) kotline sú na území mapy alebo hronská štrková formácia pliocénu (nasadajúca na vulkanoklastiká), alebo priamo vulkanoklastiká. Hrúbka dnových štrkov Hrona je tu zistená plošne v redukovanej hrúbke (v pásme nivy) 3–5 m, v miestach korýt prehĺbených do podložia (alebo na zvyškových okrajoch doliny) až 6–7 m. Báza dnovej akumulácie štrkov je tu doložená relatívne –3 až –4 m pod úrovňou toku Hrona (na južnom okraji kotliny vo Zvolene, t. j. v sútokovom území Slatiny s Hronom, v rovnakej hodnote pod úrovňou toku Slatiny). V korytách prehĺbených do podložia je táto relatívna hodnota až –7 alebo –7,5 m (Veľká Lúka).

Sedimenty akumulácie dnových štrkov Hrona (Slatiny) vo vlastnej (s. s.) Zvolenskej kotline charakterizujeme takto: Najčastejšie ide o piesčité štrky, kde vcelku v poradí zrnitostných frakcií prevažujú hrubé (∅ 5–10 cm) až stredné (∅ 2–5 cm) štrky, menej často sa vyskytujú (so vzrastom podielu dospodu akumulácie) obliaky, a to veľmi hrubé (∅ 10–15 cm) a balvanovité (∅ okolo 20 cm), zriedkavejšie drobné (∅ 1–2 cm). Z hornín v obliakoch majú prevahu kremité horniny (kremence, kremenné pieskovce, metakvarcity, kremene) nad vulkanickými

(andezity), málo sa vyskytujú kryštalické bridlice, silicity, zriedkavé sú granity. V štrkoch dna hronskej doliny poniže Zvolena (už mimo územia zobrazeného na mape) sú nápadné aj obliaky bazaltov.

Doliny riek (Slatina, Zolná, Hučava) v Slatinskej kotline majú dnové štrky rozšírené v svojej južnej (slatinskej) i severnej (očovskej) časti. Sú takisto zväčša prekryté vrstvou hlín (konkordantnými nivnými hlinami, mladšími splachmi a najviac ingresívnymi nivnými hlinami holocénu súčasných nív). Niektoré okrajové terasky (tzv. „ostance") sú takmer bez pokryvu hlín – napr. v doline Hučavy (Očová) a Zolnej (v obci Zolná). V doline Slatiny pri „ostancových" stupňoch prevláda kryt hlín (Pstruša, Vígľaš, Zvolenská Slatina).

Dnové štrky „ostancového" stupňa v Zolnej masívne vystupujú na povrch, ktorý je asi 2 m nad priľahlou nivou. Dominantne zastúpené sú andezity (zväčša čerstvejšie, stredne a menej opracované obliaky), štrky sú prevažne hrubé až veľmi hrubé a balvanovité (∅ 5–10–15 cm, resp. do 30 cm); len veľmi zriedkavo sa vyskytujú kremité horniny a metamorfity (prímes aj zo štrkovitého pliocénu).

V Očovej sú dnové štrky výlučne z andezitov, obliaky sú zväčša hrubé, veľmi hrubé až balvanovité (max. ∅ 20–30 cm), obvykle dosť čerstvé a menej opracované.

Na území kotliny nemáme často doloženú hrúbku dnových štrkov (úroveň ich bázy). Spolu s najnižšou terasovou akumuláciou (a jej ekvivalentnou proluviálnou) sú dnové štrky hlavnými kolektormi podzemných vôd (najmä pre obce Očová a Zolná).

Závery

V cyklických postupnostiach pleistocénu sú opísané hronské sedimenty posledným periglaciálnym zaštrkovaním dien dolín Zvolenskej kotliny. Je to tzv. dnová akumulácia (I), na okraji dolín zvyškovo v podobe nízkej terasy. Stratigraficky patria do glaciálneho stupňa würm (vislan, vistulan).

Z poznatkov pre štrkovú dnovú výplň Slatinskej kotliny vyplýva (v nive i v nízkej terase) výlučne fluviálny pôvod (v Zolnej náplav Hučavy na sútoku so Zolnou, v Očovej iba náplav Hučavy). Výplň bola agradovaná (akumulácia I) v poslednom glaciále – vo würme.

6 fluviálne nivné hliny – würm

Vo Zvolenskej kotline tieto nivné hliny budujú povrch ľavobrežnej nízkej terasy pri Hronseku (v dĺžke vyše 3 km), sú hrubé 1–2 m.

Nivné hliny sú charakteristicky svetlejšie (málo humusové), zväčša hnedé až sivasto hnedé a hrdzavo šmuhované, prachovito-ílovité (miestami až jemne piesčité).

Iba 3 malé výskyty pri holocénnej nive sú vo Zvolene. Sú to nivné hliny (na podložných štrkoch) na povrchu morfologicky len mierne oddiferencovaných

terénnych stupňov: pozdĺž nivy Slatiny pri nákladnom nádraží a železničných dielňach Zvolen sú 2 výskyty a na pravom brehu Hrona pod úpätím Veľkej Stráže 1 výskyt.

Hliny sú malej hrúbky (do 2 m), vcelku siltovité (prachovité), miestami až jemnozrnno piesčité, svetlejšie žltkasto sivohnedé a hrdzavo šmuhované, s občasným zriedkavým výskytom obliakov (dospodu).

Litofaciálne zodpovedajú hlinitým náplavom nivnej fácie, sedimentovaným ešte v chladnom období. Vzhľadom na pozíciu ich zaraďujeme do mladšej (kataglaciálnej) fázy würmu (?vrchný až neskorý würm).

Pleistocén – holocén

5 splachové hliny a piesčité hliny – würm/holocén;
4 proluviálne hliny, úlomky, štrky – würm/holocén

Splachové hliny a piesčité hliny, uložené na dnovej štrkovej akumulácii (nízkych terás), svojou pozíciou a litológiou umožňujú spresniť datovanie časti splachov (napr. na úpätí svahov na ľavom brehu Slatiny na JZ od zvolenského hradu); pozoruhodné sú aj splachmi prekryté dnové hronské štrky, pričom na splachy nasadá ešte hlinitý výplav kuželíka (na okraji Sliačskej kotliny v úseku medzi Hronsekom a Veľkou Lúkou). Kužeľ tohto hlinitého prolúvia je lemovaný po stranách širokým pásom splachových (ronových) sedimentov; sú znesené zo svahov Zvolenskej pahorkatiny priamo na dnové štrky Hrona, na ktorých laterálne siahajú prstovite pod okraj holocénnych sedimentov nivy.

Úložné pomery splachov a prolúvií indikujú ich stratigrafiu (würm/holocén).

Holocén

3 proluviálne hlinité sedimenty

Sú to prevažne hlinité sedimenty nivného náplavového kužeľa. Najmladšie hlinité prolúviá vytvárajú drobné náplavové kužele po okrajoch nivy Hrona vo Zvolenskej kotline. Proluviálne hliny zväčša nasadajú v malej hrúbke na nivné hliny Hrona (fluviálne), prípadne na povrch hlín nízkej terasy (Hronsek). Vyznačujú sa zvýšenou piesčitosťou, resp. prímesou drobnejších štrkov.

2 fluviálne nivné hlinité alebo štrkovito-hlinité sedimenty

Majú malú (1–2 m) a veľmi kolísavú hrúbku, ale plošne sú veľmi rozsiahle; ležia takmer na celej ploche štrkov dnovej akumulácie (pozri jej opis!), ďalej

tvoria štrkovito-hlinitú výplň dolinných nív horských potokov. Nivné hliny miestami takmer nebadane prechádzajú do viac-menej bočných hlinitých splachov z okraja terasy (pravý breh Hrona vo vlastnej Zvolenskej kotline).

Hliny sú zväčša sivasto-hnedé až tmavšie sivastohnedé, vcelku siltovité (prachovité), často zväčša jemnozrnno piesčité a inokedy zasa ílovitejšie a uľahnutejšie, ako celok takmer nevápenaté. Vzrast piesčitosti a hrubozrnnejšiu frakciu pieskov badať obvykle pri báze nivnej série, kde býva aj riedka prímes štrkových obliakov. Doložená bola aj nivná fácia mŕtvych ramien (čiernohnedá, humózna, uľahnutá hlina).

Toky Slatinskej kotliny (Slatina, Hučava, Zolná) majú najmladšie alúvium tvorené pokryvom nivných hlinitých sedimentov (hlín a piesčitých hlín) a povodňových kalov. Dosahujú hrúbku 1 až 1,5 m (v nadloží dnových štrkov würmu).

Litofaciálny charakter hlín nasvedčuje na hlinité náplavy nivnej fácie, usadené prevažne v teplom období. To a pozícia týchto hlín na štrkoch ich umožňuje stratigraficky zaradiť do holocénu (postglaciálu).

1 antropogénne sedimenty – holocén (recent)

Mapa zachytáva súčasný stav rozšírenia najvýznamnejších akumulácií, navŕšených človekom (navážky, násypy a haldy), keď ich nie je nevyhnutné na mape zanedbať (aby nezakrývali dôležitejšiu geologickú stavbu pod nimi).

Nečlenený kvartér

31 sladkovodné vápence (travertíny, penovce)

Na území zobrazenom na mape je významný výskyt travertínov i penovcov v kúpeľoch Sliač, sprevádzaný vývermi liečivých minerálnych vôd. Sliačska skupina travertínov je sústredenie veľkých travertínových kôp a telies. Travertíny sú celistvé, zväčša pevné, často kavernózne, s riedkou sieťou puklín, s povlakmi limonitu, v základe belasosivastého sfarbenia.

Druhou lokalitou je Borová hora pri s. okraji Zvolena. Okrem povrchových telies sa tam travertíny zistili aj v hĺbke 31,5–75,0 m vo vrte BL-2. Je to pravdepodobne kvartérny alochtónny travertínový sinter z priesakov minerálnych vôd do pukliny v pliocénnom hronskom štrkovom súvrství (formácii). Takisto v dôsledku priesakov minerálnych vôd do štrkov terasy Hrona na Borovej hore (akumulácia pravdepodobne najmladšej vrchnej terasy) tam vznikli charakteristické travertínové zlepence.

Vek travertínov nebol zatiaľ priamo (t. j. paleontologicky) spoľahlivo určený – napriek ojedinelým nálezom fosílnej fauny. Začiatok tvorby aj teraz vznikajúcich travertínov v kúpeľoch Sliač a na Borovej hore možno stanoviť

geologicky na dobu najskôr po akumulovaní štrkov zmienenej terasy, t. j. na dobu zhruba pomindelskú, pokračujúcu až do recentu.

25–30 svahoviny a príbuzné sedimenty vcelku – prehľad

Z prechodných genotypov sú to všeobecne rozšírené a vo väčšine lineárne orientované deluviálno-fluviálne sedimenty splachu a ronu (**25**). Ich litológia je miestne pestrá, vypĺňajú predovšetkým úvaliny a „suché" úseky doliniek (horné úseky), tak v kotline, ako aj v pohoriach. Ďalší delúviám príbuzný útvar sú mierne resedimentované a zväčša hlinité zvetraniny (eluviálno-deluviálny kryt, **30**). Vyčlenený bol zriedkavo (najmä v masíve Poľany a v Slatinskej kotline).

Výlučne svahové sedimenty (deluviálne s. l.) majú v celom regióne zobrazenom na mape všeobecné (hoci často nesúvislé) rozšírenie. Litogeneticky sú rozčlenené na: svahové hliny (miestami s obsahom sutín a ako celok prakticky polygenetické, **26**), svahové štrky (nakrátko resedimentované a viac-menej zahlinené, **27**), ako aj litologicky pestré sutiny (**28**, prevažne gravitačné kolúviá svahov a doliniek, variabilne hlinito-kamenité). Najmä v pohoriach sme museli označiť svahoviny vcelku (**29**) ako litofaciálne nerozlíšené striedanie sedimentov (prakticky svahových hlín a sutín).

Svahové deformácie (zosuvy) sú označené osobitne (značkou).

CHARAKTERISTIKA TEKTONICKÝCH POMEROV

Predterciérne komplexy

Najvýraznejším tektonickým fenoménom kryštalinika na zobrazenom území je jeho usporiadanie do paralelných sv.-jz. orientovaných pásov. Príčinou tohto javu je intenzívne uplatnenie tektonických pohybov (hlavne horizontálnych posunov) na zlomoch tohto smeru. Aktivita zlomov bola tak alpínska (postihuje aj mezozoický obal), ako aj neskorohercýnska (využívajú ich permské intrúzie). Vzhľadom na takéto prepracovanie je väčšina štruktúrnych prvkov (foliácie, lineácie, vrásové osi) usporiadaná v smere strižných zón.

Zlomy a alpínske prevrásnenie zastierajú pôvodnú hercýnsku tektonickú stavbu. Z hľadiska hercýnskeho členenia tu vystupujú vrchná a stredná jednotka v zmysle Bezáka (1994). O ich pôvodne subhorizontálnom uložení, resp. úklone na S svedčia relikty pôvodných foliácií. Antagonizmus hercýnskych a alpínskych tektonických štruktúr je dobre dokumentovateľný v oblasti granitoidov, kde pôvodné foliácie fixované granitizáciou uklonené na S sú prerážané alpínskymi mylonitovými plochami uklonenými na J (Siegl, 1982).

Z naložených deformácií sa okrem spomínaných strmých strižných zón zachovali stopy paleoalpínskej kompresie (synformy mezozoika, prešmyky na S). Väčšinou je však mezozoický obal zachovaný v úzkych silne redukovaných šupinách (prevažne spodnotriasové kvarcity).

Mladopaleozoické horniny ľubietovskej skupiny sa považujú za obal kryštalinika ľubietovského pásma veporíd (Vozárová, 1965, 1979). Vyskytuje sa v autochtónnej, prípadne paraautochtónnej pozícii na podložnom kryštaliniku. Na povrch vystupuje vo forme pruhu maximálnej šírky 1,5 km sv. od Ponickej Huty smerom na Ľubietovú a pokračuje ďalej v nezmenenom smere mimo mapovaného územia smerom na Čierťaž. Tento pruh lemuje kryštalinikum na SZ. Vyskytuje sa však aj vo vysunutých kryhách v prostredí neovulkanitov, napr. s. od Povrazníka a je súčasťou aj lieskovskej hrasti.

Permské molasové sedimenty podľa Vozárovej (1979) tvorili výplň žľabovitého bazéna pri s. ohraničení kryštalinika. Autorka v rámci molasového vývoja vyčlenila hlavne okrajové kontinentálne fácie a v internejšej časti pôvodného bazéna fácie jazerné. Vývoj bazéna sprevádzala intenzívna zlomová tektonika, ktorá zasiahla zdroje prevažne dacitového vulkanizmu, súvisiaceho so zlomami ohraničujúcimi bazén, ako aj zlomy v kryštalinickom podklade. Táto zblíženosť zlomov, vzhľadom na vulkanizmus je zrejmá, aj keď neskoršie je čiastočne maskovaná mladšou alpínskou tektonikou. V nadloží permu vystupujú transgresívne členy spodného triasu.

V sz. úseku mapovaného regiónu obalová séria permu a mezozoika upadá pod miernym uhlom do 35° na SZ, je mierne zvrásnená a ponára sa pod mezozoikum chočského príkrovu a príkrovu Drienka. Na viacerých miestach sa pozoruje tektonické drvenie – rauvaky, pozorovateľné najmä v karbonátoch. Chočský príkrov a príkrov Drienka sú nasunuté pod malým uhlom 5–15°, s úklonom príkrovovej plochy na SZ.

Priečna zlomová tektonika je reprezentovaná zlomami sz.-jv. a sv.-jz. smeru, má charakter vertikálnych a horizontálnych posunov. Napríklad séria zlomov v okolí Ľubietovej obmedzuje kryštalinikum, perm a mezozoikum a vedie k poklesom v ľubietovskej depresii. Tento zlomový systém sa prejavuje aj vznikom malých hrastí, najmä v okolí Povrazníka a Strelník. Mladá zlomová tektonika však postihuje aj miocénne vulkanity a vyznieva pravdepodobne až v kvartéri.

Mezozoikum je súčasťou obalovej série veporského kryštalinika, voči ktorému je v podstate v autochtónnej pozícii. Vystupuje buď v nadloží kryštalinika, alebo permu. Zaberá pomerne značnú časť plochy mapovaného regiónu. V tejto časti mezozoikum vystupuje v nadloží permu a spolu s ním je uklonené pod miernym uhlom (15–30°). Zastúpený je hlavne spodný a stredný trias s prevahou pieskovcov, bridlíc, siltovcov, kremenných pieskovcov, kremencov s ojedinelými konglomerátmi. Obalová sekvencia spodného triasu je zachovaná v synklinálnej štruktúre Mojžišov vrch – Tri vody. Zo štruktúrneho hľadiska je to nesymetrická synklinála, ktorú vo vrchnej časti tvorí dolomit, a v spodnej kremence a pieskovce. Vyššie jednotky – ako chočský príkrov, tak aj príkrov Drienka – sú plytko nasunuté vždy na spodnú jednotku, pričom príkrovová plocha sa zvažuje na SZ so sklonom 5–15°.

Paleogén – neogén – vrchný pliocén – kvartér

Tektonický vývoj v paleogéne nie je možné zatiaľ dostatočne charakterizovať. Je to preto, že výskyt paleogénnych sedimentov je prakticky obmedzený len na miniatúrne územie depresnej štruktúry v okolí Ľubietovej, pričom sú aj určité pochybnosti o dôveryhodnosti paleogénneho veku. V každom prípade sa v nadloží týchto sedimentov vyskytuje sedimentárny spodnobádenský miocén – kordícke súvrstvie, ktoré južnejšie od Ľubietovej je uložené priamo na predterciérnom podloží. Z pôvodného jednotného sedimentačného priestoru sú zachované len izolované relikty, do rôznej výšky tektonicky segmentované zlomami sz.-jv. a sv.-jz. smeru.

V nadloží kordíckeho súvrstvia sa vyskytujú spodnosarmatské vulkanoklastické horniny člena Lvoze, patriace do stratovulkánu Šútovka s chronostratigraficky vyjadreným stratigrafickým hiátom v trvaní asi 2,5 mil. r.

V iných oblastiach sa vulkanizmus začína už v spodnom bádene tektonickou aktivizáciou, ktorá je vo svojej podstate synvulkanická a prebiehala od spodného

bádenu po spodný panón (Lexa a Konečný, 1974, 1975; Dublan, 1993a, Konečný et al., 1995), t. j. v chronostratigrafickom intervale 16,5–10,0 mil. r. (Dublan, 1993a).

Stratovulkán Poľana sa formoval v spodnom a strednom sarmate v rozmedzí 13,58–12,35 mil. rokov, t. j. jeho vývoj aj s prestávkami trval približne 1,23 mil. rokov (Dublan, 1993).

Komplexnosť a polygénnosť stratovulkánu Poľana je doložená tým, že je vlastne zložený z dvoch vulkánov – staršieho vulkánu Šútovka a mladšieho vulkánu Veľká Detva.

Po skončení aktivity časť vulkánu Šútovka poklesla do vulkanotektonickej depresie Poľany, obmedzenej zlomami sv.-jz. a sz.-jv. smeru. Vzhľadom na formu a vulkanotektonickú previazanosť sa môže považovať za typ kalderovej štruktúry s priemerom asi 12 km. Podobné kalderové štruktúry predpokladáme aj v prípade depresie Javoria a vígľašskej depresie staršieho veku ako má depresia Poľany. Veľkosťou sú približne ekvivalentné. Potom v rámci vulkanotektonickej zóny Javorie – Poľana sú prítomné tri väčšie pochované kaldery – kaldera Javorie a vígľašská kaldera – obidve strednobádenského veku – a polianska kaldera spodnosarmatského veku, ktorú vzhľadom na spojenie s vulkánom Šútovka nazývame šútovská. Okrem týchto väčších kaldier vyskytuje sa na Poľane aj malá pochovaná kaldera Bobrovo, typu Krakatoa, s veľkosťou len 4 x 5 km, ktorá je spojená s explozívnou aktivitou ryodacitových tufov. Táto kaldera, vzhľadom na pozíciu a čas formovania sa nachádza medzi vulkánom Šútovka a vulkánom Veľká Detva. Každá kaldera predstavuje zároveň priestor intruzívnej a hydrotermálnej aktivity.

Ak porovnáme význam týchto hypotetických kaldier z hľadiska nerastných surovín, tak ich perspektívnosť postupne klesá od kaldery Javorie po kalderu Šútovka a v rámci vulkanotektonickej zóny od juhu na sever.

Pretože cieľom tejto práce nie je detailne uvádzať dôvody, ktoré viedli k premenovaniu niektorých depresií na hypotetické kaldery, v ďalšom opise budeme používať pôvodné názvy depresií (Konečný et al., 1978), ale vo význame synonyma k termínu kaldera. Uvádzame ich aj formou tabuľky (Tab. 23).

Tab. 23 Prehľad pochovaných kaldier na mape regiónu Poľana a časti regiónu Javorie

Názov depresie	Názov hypotetickej kaldery	Vek formovania	Pravdepodobná veľkosť v km^2
depresia Javorie	kaldera Javorie ?	stredný báden ?	90 (?)
vígľašská depresia	vígľašská kaldera ?	stredný báden	65 (?)
depresia Poľany	šútovská kaldera ?	stredná časť sp. sarmatu	>100 (?)
–	kaldera Bobrovo	vrchná časť sp. sarmatu	16
súčasný erozívny zrez	erozívna kaldera Kyslinky	pliocén – kvartér	28

Stratigrafická pozícia formácií budujúcich vulkány bola určená na základe rádiometrického datovania metódou stôp po delení uránu a kontrolovaná paleomagneticky (Dublan, 1993a). Na chronostratigrafické zaradenie formácií sa využila rádiometrická časová škála centrálnej Paratetýdy podľa Vassa et al., 1985.

Hrasťovo-prepadlinová extenzívna tektonika, ktorá sa manifestuje na území Poľany a Zvolenskej kotliny (rovnako aj v celých stredoslovenských neovulkanitoch), súvisí s regionálnym diapirickým výstupom magmy a s jej povrchovou reflexiou – areálnym andezitovým vulkanizmom, ktorý spadá do rozsiahlejšieho územia karpatsko-panónskeho regiónu (Konečný et al., 1995).

Výskum vulkanizmu a tektoniky stredoslovenských neovulkanitov sa začal projektom „Výskum hlbokého podložia neovulkanitov a megaštruktúr neovulkanitov stredného Slovenska" (Kuthan et al., 1961; Fusán et al., 1969; Konečný et al., 1973), ktorý nasledoval hneď po regionálnom mapovaní v mierke 1 : 200 000. Jedným z výsledkov bolo poznanie hrasťovo-prepadlinového charakteru tektoniky a vytvorenie interpretačnej schémy štruktúr hlbokého podložia vo vzťahu k vulkanizmu (Konečný et al., 1973), ktorá sa neskoršie spresnila a doplnila.

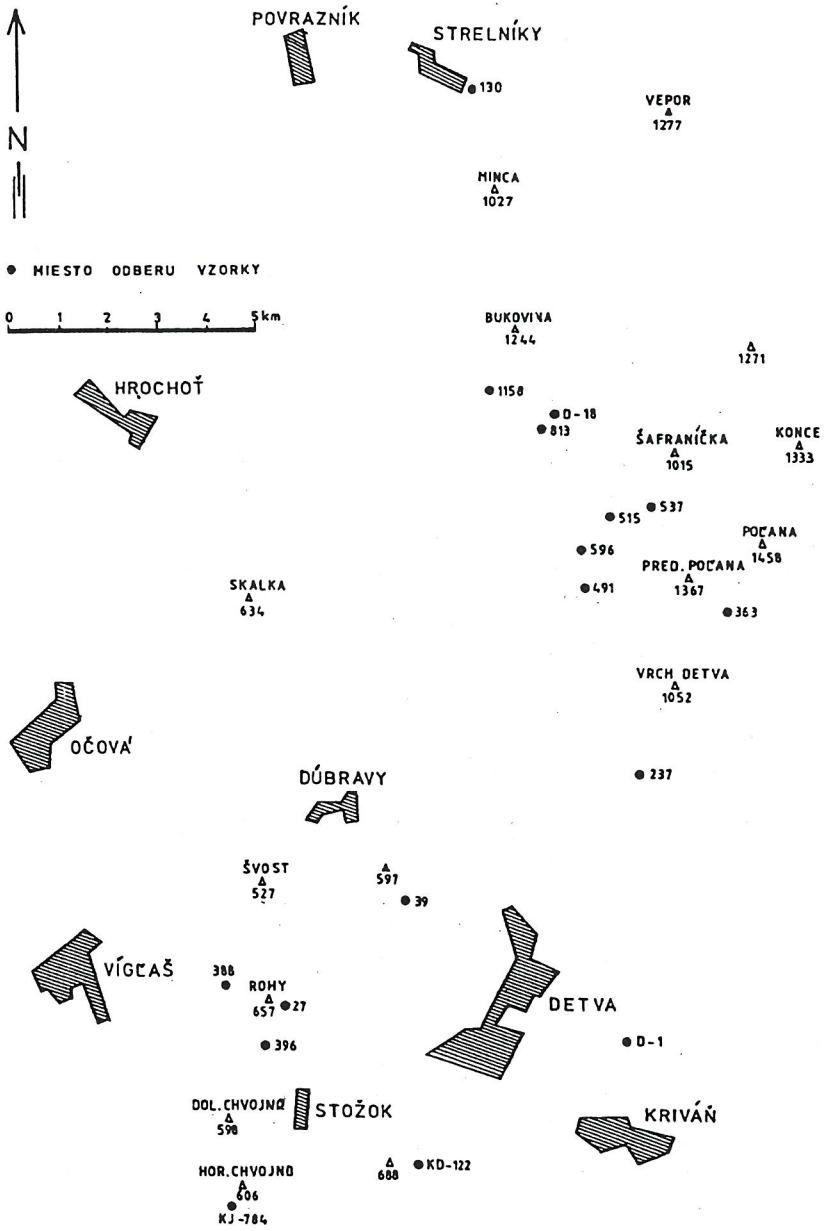
Tento charakter blokovej tektoniky na našom území sa niekoľko krát potvrdil (Obernauer a Husák, 1971; Šefara et al., 1973, 1976, 1978; Barta et al., 1973, 1974, 1977; Halmešová, 1978a, b, 1979; atď.).

Poľanu a Zvolenskú kotlinu Šefara et al. (1976) rozdelili na depresné a elevačné štruktúrne bloky. Definovali päť depresií (vígľašská depresia, ľubietovská depresia, depresia Hučavského potoka, hrochotská depresia a depresia východných svahov Poľany) a šesť elevačných štruktúr (lieskovský chrbát, očovská elevácia, hrochotský chrbát, detvianska elevácia, elevácia Prednej Poľany, elevácia Bukoviny).

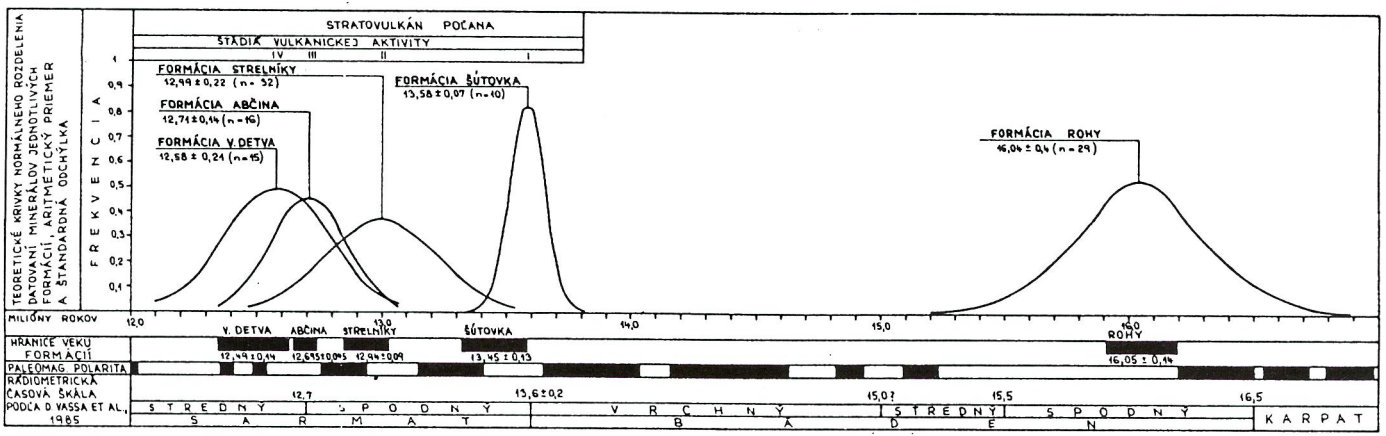
Neskoršie Konečný et al. (1978) toto členenie prehodnotili z hľadiska konštrukcie morfologicko-tektonického priebehu reliéfu podložia a klasifikácie morfologicko-tektonických štruktúr podložia, ktoré rozdeľujú na štruktúry elevačné, depresné, na medzibloky a lineárne štruktúry. Ďalší klasifikačný príznak je založený na časovom a funkčnom vzťahu k vulkanickej aktivite (predvulkanické, predvulkanické – zdedené – formované ďalej v priebehu vulkanizmu až v postvulkanickom období, synvulkanické až postvulkanické, postvulkanické).

Funkčný vzťah k vulkanizmu je rozdelený na štruktúry formované regionálnymi tektonickými procesmi bez kauzálneho vzťahu k vulkanickej aktivite a na štruktúry podmienené vulkanickou aktivitou (vulkanotektonické grabeny, kaldery, vulkanotektonické hrasti).

Na základe týchto klasifikačných postupov bola prehodnotená aj východná časť stredoslovenských neovulkanitov. Stratovulkány Javorie a Poľana boli zjednotené do jednej vulkanotektonickej zóny smeru SSV–JJZ. V tejto zóne sa formovali vulkány a tri na seba nadväzujúce depresie (podľa nás kaldery). Na juhu



Obr. 23 Mapa lokalít odobraných vzoriek na rádiometrické datovanie metódou stôp po delení uránu (podľa L. Dublana, 1993a)



Obr. 24 Štatisticky spracované výsledky rádiometrického datovania hornín metódou stôp po delení uránu (podľa L. Dublana, 1993a)

je to vulkanotektonická depresia Javoria (mimo mapovaného územia), ktorá sa údajne formovala v spodnom a vrchnom bádene. Na túto depresiu severnejšie nadväzuje vígľašská vulkanotektonická depresia, vymedzená systémom subparalelných zlomov ssv.-jjz. smeru.

Na severe je depresia obmedzená relatívne vysunutým blokom dúbravsko-detvianskej elevácie.

Vígľašská depresia je zlomami ssv.-jjz. až s., smeru rozdelená na niekoľko stupňov, poklesávajúcich západným smerom. Stupeň medzi vrtmi D-1 a D-3 má hĺbku podložia vo výške +255 až +267 m, budujú ho formácie Šútovka a Strelníky. Na Z je stupeň šírky asi 6 km, na ktorom sú vyvinuté extrúzie formácie Rohy, oproti predchádzajúcemu stupňu je poklesnutý o 300 m do úrovne –57 m (vrt DV-24), západnejší stupeň má podložie hlbšie ako –177 m (vrt P-7). Ďalej na západ medzi Lieskovcom a Očovou je hĺbka podložia v rovnakej výške ako v okolí Detvy (vrty D-1 a D-3), t. j. ako pri vrte P-10 (+265) P-5 (+291), HPO-5 (+261). Ale vrt KJ-35 južne od Zvolenskej Slatiny má podložie v úrovni – 122 m. Výplň depresie podľa Konečného s. l. tvorí poklesnutá stratovulkanická stavba Javoria, efuzívny komplex bazaltoidných andezitov formácie Blýskavica a vo vrchnej časti aj extrúzie a vulkanoklastiká pyroxenicko-amfibolických andezitov formácie Rohy. Formovanie vígľašskej depresie podľa Konečného et al., 1975 je spojené s extruzívnou aktivitou pyroxenicko-amfibolických andezitov. Na západe je vígľašská depresia obmedzená zlomom, podľa ktorého je poklesnutá o viac ako 537 m. Západne od zlomu, sv. od Zvolenskej Slatiny je vrt K-40, ktorý v úrovni +360 m dosiahol kryštalinické podložie. V jeho nadloží je asi 6 m hrubá poloha redeponovaného tufu a vyššie pliocénne súvrstvie ílov, pieskovcov a zlepencov. To znamená, že erózno-denudačné procesy v niektorých elevačných štruktúrach boli enormne intenzívne.

Podľa geofyziky je maximálna hĺbka vígľašskej depresie 700 m. Na túto depresiu podľa Konečného et al. (1978) nadväzuje depresia Poľany. Je to v podstate spojenie všetkých čiastkových depresií definovaných v roku 1976 (Šefara et al., 1976), t. j. ľubietovská depresia (smer SZ–JV, hĺbka +300 m), depresia Hučavy (smer V–Z, hĺbka +300 m), hrochotská depresia (smer SV–JZ, hĺbka +400 m) a depresia východných svahov Poľany (smer SV–JZ, hĺbka +500 m). Takto integrovaná depresia Poľany pri priemere asi 12–13 km má rozlohu asi 130 km^2 a považujeme ju za pochovanú kalderovú depresnú štruktúru, v ktorej je poklesnutá len spodná stavba stratovulkánu Poľana – vulkán Šútovka.

V centre vulkánu sa mapovaním a vrtnými prácami potvrdila prítomnosť pochovanej kaldery Bobrovo s veľkosťou približne 4 x 5 km. Je vyplnená ryodacitovými horninami člena Bobrovo v podloží s poklesnutou centrálnou časťou stratovulkánu Šútovka. Kaldera je ukrytá pod mladšími vulkanickými komplexmi.

Významnou elevačnou morfoštruktúrou je lieskovský chrbát, ktorý predstavuje hrasť obmedzenú zlomami SZ–JV a SV–JZ. V jej vrcholových častiach vystupujú na povrch horniny kryštalinika, permu a mezozoika.

Očovská elevácia sa zistila geofyzikálne aj vrtmi P-5 a HPO-5, hĺbka podložia je v úrovni +291 až +261 m, približne v rovnakej výške ako v zakrytých častiach lieskovskej hrasti. Paralelný systém zlomov sz.-jv. smeru z lieskovskej hrasti pokračuje do okolia Sliača, kde na križovaní priečnych sv.-jz. zlomov sú lokalizované termálne pramene.

Zvolenská depresia pokračuje ďalej na JZ, kde hraničí s lieskovskou hrasťou. Na juhu je obmedzená zlomom VSV–ZJZ, podľa ktorého je v kontakte s depresiou Javorie a bacúrovskou depresiou. Hĺbka depresie je zistená vrtmi P-19 (+93 m), BO-7 (-215 m), BL-2 (+15 m) a vrtom PK-1 (–440 m).

Podložie tvorí mezozoikum a veporické granodiority. Spodnú časť výplne hrúbky asi 405 m zastupujú epiklastiká pyroxenicko-amfibolických andezitov s granátom spodnobádenského veku, v nadloží sú redeponované klastiká štiavnického stratovulkánu (studenská formácia) a stratovulkánu Javorie. Formovanie depresie s postupným spomaľovaním subsidencie prebiehalo vo vrchnom bádene a končilo sa v sarmate. Depresia je segmentovaná na niekoľko čiastkových blokov (Konečný et al., 1988).

Základné hrasťovo-prepadlinové štruktúry na našom území sú geneticky spojené s vývojom vulkanotektonickej mobility. Základný zlomový systém – meridionálny – SSV–JJZ až SJ sa uplatňoval v celom priebehu vulkanizmu. Zlomy orientované v smere SV–JZ a SZ–JV obmedzujú najmä elevačné štruktúry (napr. lieskovská hrasť). Na nich sú lokalizované aj minerálne pramene. Zlomy v.-z. smeru sú pomerne zriedkavé, vyskytujú sa pri južnej hranici mapovaného regiónu paralelne s tokom Slatiny.

N e o t e k t o n i c k á é r a (vrchný pliocén – kvartér) indikovala geologicko-morfologický vývoj nielen v mladšom p l i o c é n e (tam v rozhodujúcej miere), ale významne – spolu s exogénnymi faktormi – aj vývoj v k v a r t é r i.
Deformácie a vývoj sedimentov v kvartéri preukázali existenciu opakovaných etáp kvartérnych pohybov v kvartéri.

V kotlinách územia sú dve neotektonické makroštruktúry: zvolenská (celok sliačsko-bystrický) a slatinská (celok slatinsko-detviansky). Prvá z nich má preukázané najvýraznejšie neotektonické pohyby zo všetkých stredoslovenských kotlín. Asymetrické prekladanie toku Hrona na ľavobrežnú stranu (t. j. na V) je odrazom asymetrie kvartérneho poklesávania dna kotliny. Relatívne najintenzívnejšia negatívna štruktúra Zvolenskej kotliny je v priekopovej prepadline Vlkanová – Veľká Lúka (115 m hrúbky kvartéru, amplitúda výškovej diferenciácie je aspoň 100 m).

Prejavy neotektonických pohybov sú doložené v rôznych obdobiach kvartéru. Poklesy prepadliny sú indikované na čas od konca pliocénu do začiatku mladšej (riskej) časti stredného pleistocénu (t. j. do začiatku tvorby stredných terás Hrona).

ZHODNOTENIE GEOFYZIKÁLNYCH ÚDAJOV

GEOFYZIKÁLNA PRESKÚMANOSŤ

Geofyzikálne práce v oblasti stredoslovenských neovulkanitov do roku 1960 sú podrobne opísané v práci Šefaru et al. (1976). V podstate ide o tzv. pionierske merania, ktoré sa uskutočňovali súčasne so vznikom odboru aplikovanej geofyziky na Slovensku.

Po roku 1960 si zasluhujú pozornosť najmä merania v mierke 1:200 000, a to gravimetrické (Ibrmajer, 1961), aeromagnetické i aerorádiometrické (Mašín a Jelen, 1963). V rámci tejto etapy sa objavuje aj práca konkrétne zameraná okrem iných oblastí na pohorie Poľana (Plančár, 1960). Výsledkom je prvá mapa Bourgerových izoanomál v mierke 1 : 200 000 z tejto oblasti.

Ďalšie obdobie sa nesie v duchu projektovej štúdie „Výskum hlbokého podložia neovulkanitov a megaštruktúr neovulkanitov" (Kuthan et al., 1961), ktorej výsledky sú podrobne zhrnuté v práci Šefaru et al. (1976).

V jej rámci sa v sezóne roku 1970 realizoval geofyzikálny prieskum v oblasti pohoria Poľana (Obernauer a Husák, 1971). Jeho úlohou bolo sledovať skrytý reliéf predneogénneho komplexu, detekovať a priestorovo vyčleniť väčšie intruzívne a extruzívne vulkanické tvary v neovulkanickom komplexe a spresniť známe, resp. zistiť nové poruchové pásma. Vykonalo sa plošné gravimetrické mapovanie v mierke 1 : 25 000, aeromagnetické meranie pre výšky letu 500 a 2 000 m v mierke 1 : 25 000 a odoberali sa vzorky na štúdium fyzikálnych vlastností. Výsledkom sú mapy úplných Bouguerových anomálií ($\sigma = 2{,}20$ g . cm^{-3}), aeromagnetické mapy ΔT 500 m v mierke 1 : 25 000; z fyzikálnych vlastností sa sledovali objemové a mineralogické hustoty a magnetické vlastnosti hornín.

Geofyzikálne merania pokračovali v roku 1972 prácami v oblasti Javoria a Poľany (Šefara et al., 1973). Ich cieľom bolo spresniť údaje o hĺbke a štruktúre podložia neovulkanitov, prispieť k lokalizácii tektonických zón a tektonických línií, zistiť a spresniť úložné pomery veľkých neovulkanických telies, určiť plošné ohraničenie, prípadne i hĺbkové pokračovanie dajok zachytených geologickým mapovaním, prispieť k sledovaniu dioritových a granodioritových telies a ich vzťahu k tektonike, ako aj spresniť zóny predpokladanej, resp. známej pyritizácie. Z metód sa použili profilová magnetometria a geoelektrina v modifikácii VES, SOP a VP. Za prínos možno považovať použitie metódy VES na hlboko uložených štruktúrach. Táto metóda sa na študovanom území použila po prvýkrát. Na základe gravimetrie sa dokázalo výrazné hustotné rozhranie vnútri predterciérneho podložia.

Výsledkom sú, okrem iného, schéma geomagnetických štruktúr v mierke 1 : 100 000, ako aj schéma predterciérneho podložia podľa gravimetrie v mierke 1 : 100 000.

V rokoch 1972–1977 sa v oblasti ohraničenej Zvolenom, Dolnou Mičinou, Hrochoťou, Očovou a Lieskovcom v rámci samostatnej úlohy „Geofyzikálny výskum minerálnych vôd v Pohroní", (Bárta et al., 1973, 1974, 1977 in Dublan et al., 1991) realizovali merania, ktorých cieľom bolo preskúmať reliéf predneogénneho podložia a vymedziť tektonické línie a zóny zníženého odporu ako možné prítokové cesty minerálnych vôd. Použil sa komplex metód VES, SP, VP-VES, profilová magnetometria, plynometria, termometria a metóda VDV.

Bárta et al. (1974) grafickou interpretáciou VES určil 4 charakteristické geoelektrické horizonty:

1. odpor 10–15 ohmmetrov, hrúbky až 500 m – vyskytuje sa v lokálnej depresii podložia medzi obcami Zolná, Sampor, Sebedín a Čerín.

2. odpor 25–30 ohmmetrov – vypĺňa depresie južne od Hrochote a východne od Očovej. Maximálna hrúbka 400–500 m.

3. odpor 45–100 ohmmetrov, malá hrúbka, 100–200 m. Bol určený v troch výškových úrovniach, 500, 400 a 300 m nad morom. Vystupujú prevažne východne od depresie Zolná, Sebedín a Čerín.

4. horizont leží v podloží predchádzajúcich horizontov a jeho merný elektrický odpor je veľmi variabilný – pohybuje sa od niekoľko desiatok metrov do nekonečna za podložie sedimentárnej výplne. Na základe toho sa zostavil reliéf predvulkanického substrátu.

Bárta et al. (1977) vytvorili mapu izohýps reliéfu podložia, ktorá bola pozmenená po doplňujúcich geofyzikálnych profiloch VES vyhodnotených Stankovou v rámci riešenia úlohy „Hydrogeologický výskum Poľany" (Kluz, 1987 in Dublan et al., 1991). Táto nová verzia je detailnejšia a indikuje reliéf podrobnejšie. Z mapy vyplýva veľmi komplikovaný a dynamický reliéf podložia. Krajné hodnoty elevácií a depresií sú v nadmorských výškach +500 m až –250 m, t. j. výškový rozdiel je až 750 m. Ak porovnáme plochu, na ktorej sa tento výškový rozdiel predpokladá, so súčasným reliéfom, ktorý má hodnoty +400 až +500 m, je rozdiel dynamizmu zrejmý (Dublan et al., 1991).

V roku 1976 boli zhodnotené geofyzikálne práce v rámci projektovej štúdie „Výskum hlbokého podložia neovulkanitov a megaštruktúr neovulkanitov" (Šefara et al., 1976).

V tejto správe bolo územie Poľany rozčlenené na niekoľko depresií a elevácií:

Depresné štruktúry

a) vígľašská depresia, maximálna hĺbka 700 m j. od Vígľaša,

b) ľubietovská depresia smerom na SV–JV, hĺbka +300 m,

c) depresia Hučavy, hĺbka +300 m,

d) hrochotská depresia smerom na SV–JV, maximálna hĺbka +400 m,
e) depresia východných svahov Poľany, maximálna hĺbka +500 m.

Elevačné štruktúry
a) lieskovský chrbát,
b) očovská elevácia,
c) hrochotský chrbát,
d) detvianska elevácia (+400 m),
e) elevácia Prednej Poľany spôsobená intruzívnym komplexom,
f) elevácia Bukoviny (+700 m).

V druhej polovici roku 1976 a v roku 1977 v rámci úlohy GÚDŠ „Základný metalogenetický výskum stredoslovenských neovulkanitov" prebiehal letecký magnetometrický a gamaspektrometrický prieskum oblasti stredoslovenských neovulkanitov (Gnojek a Dědáček, 1977), ktorého cieľom bolo získať kvalitné magnetometrické a gamaspektrometrické údaje na ocenenie metalogenetických možností oblasti a na zostavenie prognóz výskytu rúd na usmernenie ďalších podrobnejších prieskumných prác. Správa prehľadne informuje o nameraných údajoch, ktoré sú prínosom k doteraz známemu geofyzikálnemu obrazu skúmaného územia z hľadiska získania nových podrobných informácií o magnetickom poli a o poli rádioaktivity, hlavne údajov o koncentráciách jednotlivých rádioaktívnych prvkov K, U, a Th.

Poľanu tvoria prevažne pyroxenické andezity a ich pyroklastiká. Pyroxenické andezity majú členité magnetické pole v hodnotách –500 až +1 500 gama, ich pyroklastiká v tufovom a prechodnom vývoji v severnej časti Poľany majú tiež veľmi pokojné magnetické pole. Telesá ryolitov majú relatívne pokojný normálny priebeh poľa, ako v celom komplexe neovulkanitov. Rádioaktivita týchto hornín je obvyklá.

V ďalších rokoch sa v oblasti zvolensko-slatinskej kotliny (Halmešová, 1978,a, b, 1979) uskutočňoval geofyzikálny prieskum, ktorého úlohou bolo zistiť litologické pomery do hĺbky cca 2 000 m, overiť ohraničenie sedimentárnej výplne kotliny od vulkanitov vcelku, indikovať tektonické poruchy a tým všetkým prispieť k riešeniu hydrogeologických pomerov oblasti. Z geofyzikálnych metód sa použili geoelektrické metódy v modifikácii VES, KOP, SOP a VDV.

Maďarskí geofyzici (Schönviszky et al., in Dublan et al., 1979) vykonali geofyzikálne merania na pätnástich profiloch na ploche 3 x 6 km^2 metódami SOP-VP, VDV, magnetikou, gamaspektrometriou a detailné geofyzikálne merania na ploche 1,6 x 2 km^2 s použitím metód ako SG-VP, VDV, magnetika, gamaspektrometria, gravimetria a VES. Výsledkom je zmapovanie premenených oblastí, ich anomálnych centier a príspevok k tektonickým pomerom.

V rokoch 1979–1980 sa vykonali geofyzikálne merania s cieľom spresniť stavbu stratovulkánu Poľana i jeho intruzívneho komplexu z hľadiska rudo-

nosnosti (Panáček a Pospíšil, 1982). Použilo sa vertikálne elektrické sondovanie a profilová gravimetria, pričom merania sa realizovali na troch profiloch.

Stanková (1983) uskutočnila geofyzikálne práce v tejto oblasti ako súčasť prvej podetapy vyhľadávacieho geofyzikálneho prieskumu, ktorého cieľom bolo získať potrebné množstvo pitnej vody pre deficitnú oblasť Zvolena. Ich úlohou bolo zistiť litologicko-petrografický charakter neovulkanitov, ich hrúbku, prípadne charakter ich podložia, charakter styku neovulkanitov Poľany s neogénom Slatinskej kotliny, ako aj sledovať tektonické línie. Z metód boli použité VES, SOP a magnetické profilové meranie.

Samostatné zhodnotenie si zaslúži paleomagnetický výskum, pretože vďaka práci Orlického (Orlický et al., 1972) oblasť Poľany je z hľadiska paleomagnetizmu pravdepodobne jedno z najlepšie spracovaných pohorí. Výskum pokryl takmer všetky lávové prúdy a niekoľko intrúzií a extrúzií. Reinterpretáciou výsledkov (Orlický, 1992) sa preverili všetky horninové typy podľa formácií.

Zvýšená pozornosť sa venovala aj fyzikálnym vlastnostiam jednotlivých typov hornín (Husák, 1977, Hančinová, 1972). Výskum prebiehal v rámci regionálneho výskumu fyzikálnych vlastností hornín a zameral sa najmä na sledovanie magnetických vlastností, objemovej a mineralogickej hustoty hornín a rádioaktivity hornín (Husák, 1982).

Na pochopenie širších súvislostí v rámci stredoslovenských neovulkanitov sú zaujímavé komplexnejšie práce (Fusán et al., 1969, 1971).

Geofyzikálna charakteristika

V prvej časti kapitoly je detailne opísaný doterajší geofyzikálny výskum, ktorý nielenže potvrdil veľmi komplikovanú geologickú stavbu, ale aj významne prispel k jej riešeniu.

Použité geofyzikálne metódy – gravimetria, magnetometria, paleomagnetizmus, geoelektrina, geotermia, rádiometria a fyzikálne vlastnosti hornín boli kombinované tak, aby umožňovali vierohodnú interpretáciu nameraných hodnôt pre rôzne úlohy, z ktorých najdôležitejšie boli:

1. geologická stavba, tektonika a reliéf predterciérneho podložia,
2. overovanie centrálnych vulkanických a metalogenetických zón,
3. geofyzikálny výskum minerálnych a pitných vôd,
4. fyzikálne vlastnosti hornín.

1. Geologická stavba, tektonika a reliéf predterciérneho podložia

Na všetkých geofyzikálnych mapách sa študované územie prejavuje ako typický neovulkanický objekt, ktorý z hľadiska geofyziky potvrdzuje výsledky vulkanologického výskumu dvoch stratovulkánov – Poľany a Javoria.

Stratovulkán Poľana sa najlepšie prejavuje na magnetických mapách v podobe koncentricky usporiadaných intenzívnych anomálií na ploche asi 120 km^2 (obr. 25). Anomálie sú výsledkom účinku vysoko magnetických akumulácií andezitových prúdov, tvoriacich efuzívny plášť v okolí vulkanického centra. Táto vysoko magnetická štruktúra v strednej časti obsahuje slabo magnetické jadro ako prejav hydrotermálne premenených hornín centrálnej zóny stratovulkánu. Centrálne intruzívne teleso dioritových porfýrov v okolí Šafraníčky má len nevýraznú kladnú magnetickú anomáliu. Hlavným reprezentantom nízkych hodnôt magnetizácie v centrálnej vulkanickej zóne je pochovaná kaldera Bobrovo, vyplnená hlavne hydrotermálne premenenými horninami ryodacitového zloženia.

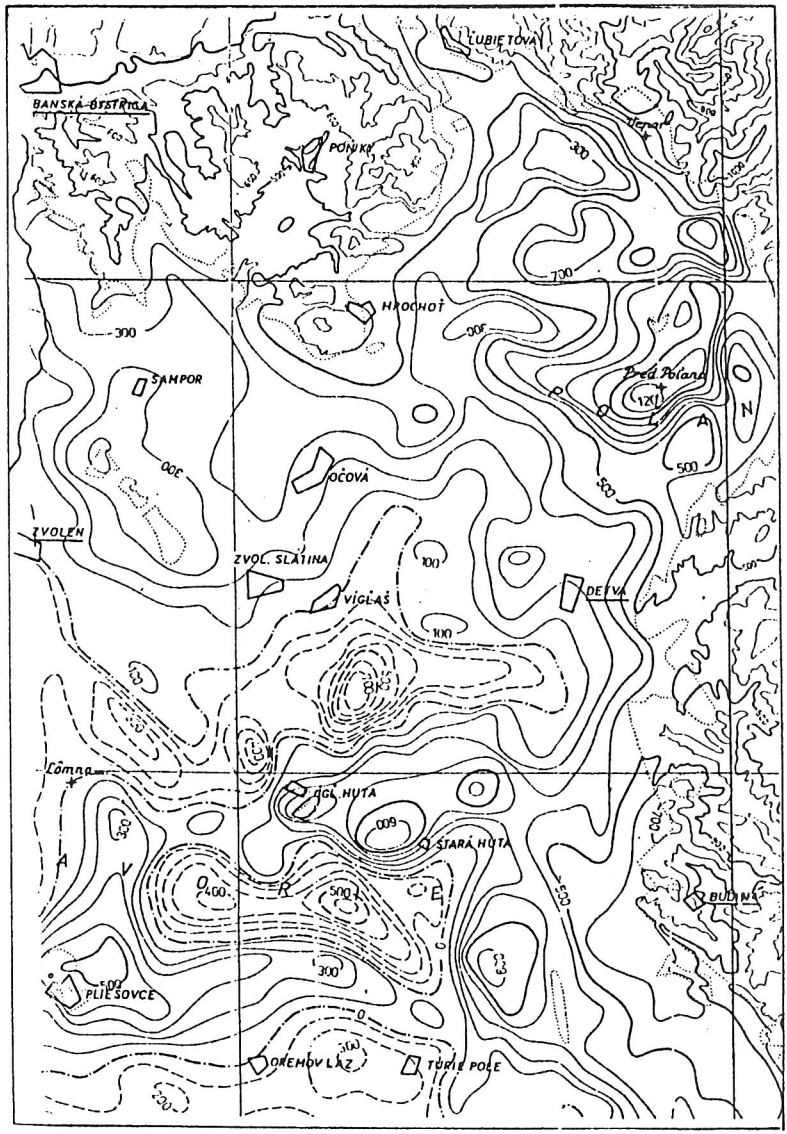
Koncentrické magnetické anomálie sa podľa gravimetrických máp vyskytujú vnútri depresnej štruktúry, ktorú Filo a Panáček, 1980 klasifikujú ako kalderu (obr.28). Táto vulkanotektonická depresia sa nachádza v rámci vulkanotektonickej zóny Javorie – Poľana ssv.-jjz. smeru. Je to vlastne grabenová štruktúra dĺžky asi 30 km a šírky približne 10 km, ktorá je zložená z troch čiastkových depresných štruktúr, t. j. depresie Poľany, vígľašskej depresie a depresie Javoria (Konečný et al., 1978), obr.27.

Na základe geofyzikálnych vlastností depresia Poľany je rozčlenená na niekoľko čiastkových depresií – ľubietovskú sz.-jv. smeru (podľa vrtu HPO-1 je tu hĺbka podložia v úrovni +272 m a hrúbka vulkanického komplexu 355 m od ústia vrtu) a depresiu Hučavy smeru V–Z, s hĺbkou podložia +300 m (podľa vrtu HPO-8 je úroveň podložia v hĺbke +257 m). Mierne plytšia je hrochotská depresia s geofyzikálne určenou hĺbkou +400 m (vrtmi overené hĺbky sú: SK-24 = +505 m, PO-8 = +505 m, PO-8A = +420 m).

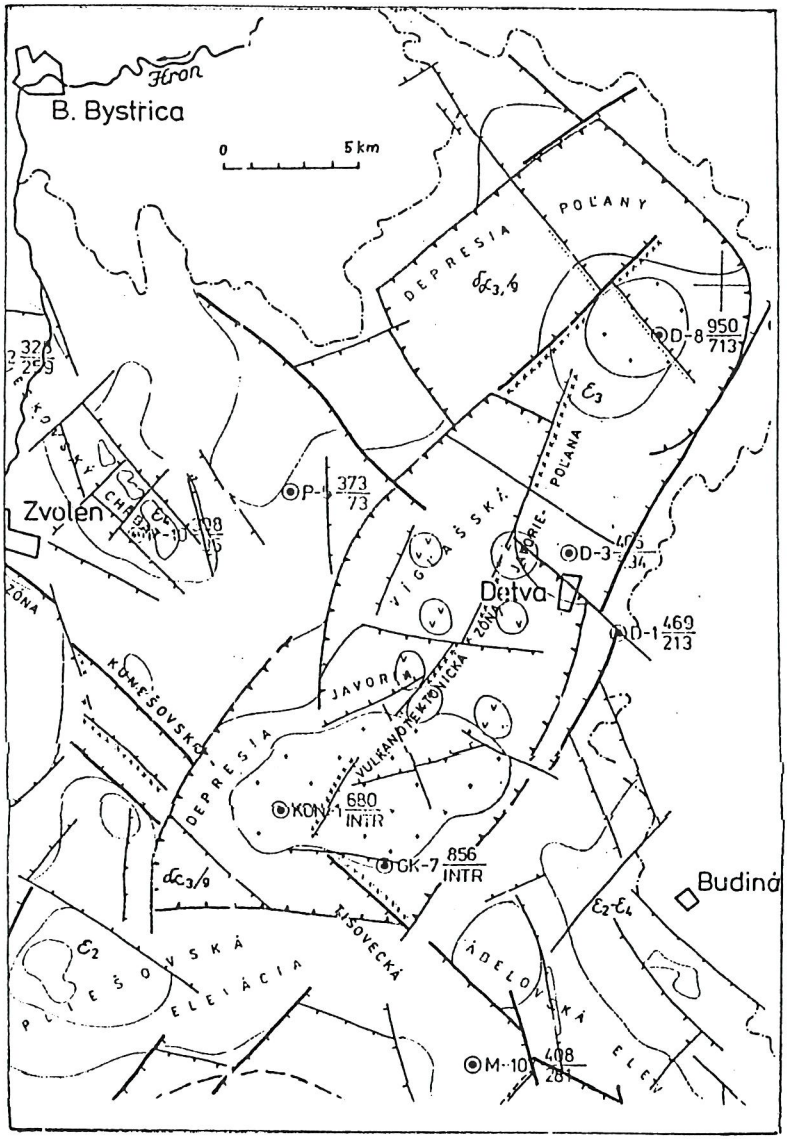
Vígľašská depresia je dobre znázornená najmä na mape reziduálnych tiažových anomálií R = 4 $\sqrt{5}$ (Šefara et al., 1976), ktoré indikujú viac-menej kruhovú štruktúru. Jej hĺbka južne od Vígľaša je –700 m, východne od Vígľaša 0 až (–200) m. Vrt DV-24 vo vígľašskej depresii pri Zlatom vŕšku zastihol podložie v úrovni –57 m, hrúbka neovulkanickej výplne od ústia vrtu je 473,4 m; vo vrte KJ-35 pri južnom okraji Zvolenskej Slatiny je podložie v úrovni –122 m. Vrt P-7 severne od Vígľaša do hĺbky 527 m nezastihol podložie, ktoré je hlbšie ako –177 m. Vrt P-6 južne od Vígľaša, lokalizovaný už v rámci depresie Javoria, hlbokej 692,5 m nedosiahol podložie, ktoré je hlbšie ako –324 m, podľa niektorých profilov až pod –1 000 m.

Územie východne i západne od vígľašskej depresie má podložie približne v rovnakej úrovni. Východné je zistené vrtmi D-3 = +255 m a D-1 = +267 m. To znamená, že východná báza depresie je nižšie asi o 300 m proti relatívne nepoklesnutému východnému bloku. Západne od depresie až po Sliačsku kotlinu podľa vrtov je podložie v úrovni P-10 = +265 m, P-5 = +291 m, HPO-5 = +261 m, HPO-11 = +233 m, P-11 – pod 230 m, BO-3 = + 213 m. Tieto hodnoty sú v súlade s výsledkami geofyzikálneho výskumu (obr. 26).

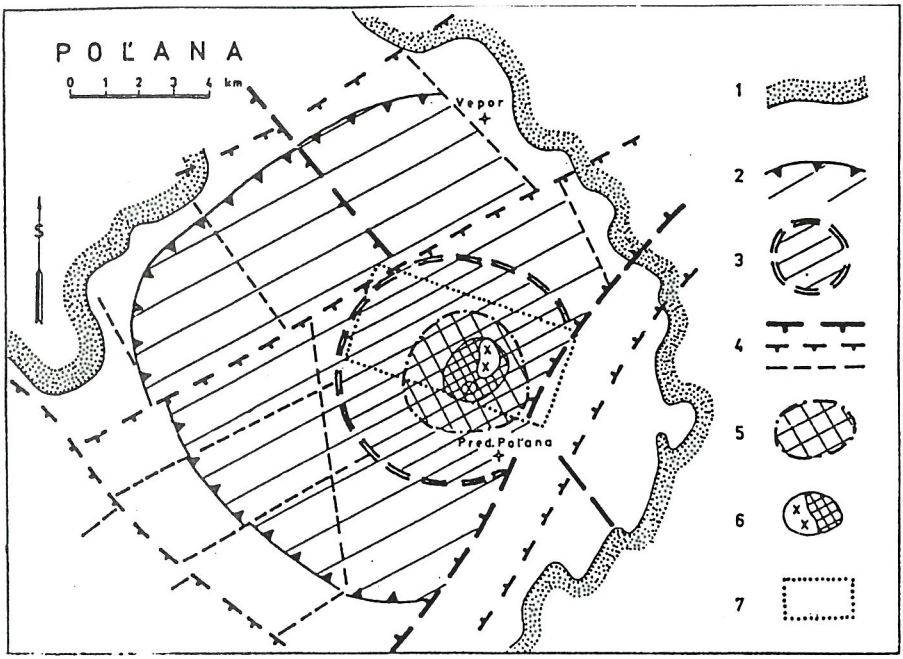
Obr. 25 Mapa magnetických izoanomál ΔT h = 500 m nad terénom (podľa K. Šalanského, 1971)



Obr. 26 Reliéf predterciérneho podložia (podľa J. Šefaru et al., 1976)



Obr. 27 Morfoštruktúry predterciérneho podložia (podľa V. Konečného et al., 1978)



Obr. 28 Štruktúrno-tektonická schéma Poľany (podľa M. Fila a A. Panáčka, 1980)
1 – hranice sedimentárno-vulkanického komplexu, 2 – hranice kaldery, 3 – hranice centrálnej vulkanickej zóny, 4 – výrazné fyzikálne rozhranie, 5 – prostredie so zvýšenou polarizovateľnosťou, 6 – kontúry granodioritu–dioritu, a = na povrchu, b = v hĺbke, 7 – plocha semidetailného geofyzikálneho prieskumu

2. Overovanie centrálnych vulkanických a metalogenetických zón

Centrálnu vulkanickú zónu na území Poľany podrobili detailnému štúdiu maďarskí geofyzici v rokoch 1978–1979. Ukončené bolo záverečnou správou v roku 1979 (Schönviszky et al., in Dublan et al., 1979). Realizovala sa gamaspektrometria, magnetické merania, VDV, VP, SP a VES. Objasnili sa súvislosti medzi známymi prostrediami na povrchu a ich podpovrchovými ekvivalentmi, zistili sa nové tektonické štruktúry a zóny nádejné z hľadiska zrudnenia. Perspektívne územie je v okolí kóty Šafraníčka a na JZ od nej. Perspektívnosť vyplýva najmä z kombinácií vysokých hodnôt anomálií polarizovateľnosti – nad 7 % – a merného odporu nad 200 ohmov. Vo forme kríža, priečne cez Poľanu boli situované tri geofyzikálne profily (Panáček a Pospíšil, 1982). Z ich interpretácie vyplýva, že kaldera Bobrovo je reálna vulkanická štruktúra tak, ako bola zmapovaná (Dublan et al., 1979) a potvrdená aj vrtmi.

Vyhodnotením údajov sa hĺbka kaldery predpokladá v hypsometrickej výške – 700 m. Pokračovanie mapovateľného kalderového zlomu sa zistilo v podloží mladších formácií vrchnej stavby vo východnom okolí kóty Ponická Bukovina. Tu je výška podložia v extrakalderovej zóne v úrovni 0 m.

Preto maximálna hĺbka poklesu kaldery 700 m sa zdá odôvodnená. Celková hrúbka vulkanických hornín v intrakalderovej zóne je potom približne 1 500 až 1700 m. Východné ohraničenie kalderovým zlomom je v profiloch nejednoznačné.

Intrakalderová zóna má výrazne znížené amplitúdy magnetických anomálií. Znížené amplitúdy sa nachádzajú v centre väčšej štruktúry, prejavujúcej sa prstencom vysokých kladných anomálií koncentrického usporiadania, ktoré smerom k okrajom štruktúry vytvárajú periferický koncentrický prstenec nižších záporných anomálií s postupným radiálnym vyznievaním intenzity.

Zistilo sa, že v nepremenených horninách extrakalderovej zóny sa so znižovaním merného odporu znižuje aj ich hustota a magnetizácia. Napríklad pre efuzíva a extruzíva sú merné odpory 150–500 ohmov a hustoty 2,4–2,5 kg. dm^{-3}. Pre hruboúlomkovité vulkanoklastiká – 50–150 ohmov a 2,3 kg . dm^{-3} a pre drobnoúlomkovité vulkanoklastiká až tufy 10–50 ohmov a 2,2 kg . dm^{-3}. V kaldere, kde sa vyskytujú len premenené horniny s intenzitou premeny od propylitizácie k argilizácii, rastie polarizovateľnosť a hustota, ale klesá merný odpor a magnetizácia.

S intenzitou silicifikácie rastie merný odpor a klesá magnetizácia a polarizácia.

3. Geofyzikálny výskum minerálnych vôd

Bol založený na sledovaní skrytého reliéfu podložia, priebehu tektonických línií a na geotermickom a plynometrickom meraní s cieľom zistiť prístupové cesty minerálnych vôd, ktoré boli v mapách definované. Výskum bol realizovaný na rozľahlom území ohraničenom na juhu Budčou a Holcovým majerom a na severe Hrochoťou, na ploche asi 250 km^2 (Barta et al., 1977; Májovský a Husák, 1972; Halmešová, 1978, 1970 a iní).

Mapa izohýps výšky reliéfu podložia na danom území sa dá charakterizovať ako mozaikovité striedanie tektonických blokov. Výškové rozhranie medzi neogénnymi vulkanickými komplexmi a podložím kolíše medzi +400 m a 0 až +200 m.

V Sliačskej kotline sa medzi Sielnicou, Rybármi a Zvolenom určilo v úrovni –300 m až –400 m. V úseku medzi Kováčovou a Hájnikmi –100 až –200 m.

Severnejšie od Veľkej Lúky cez Lukavicu po Čerín podložie kolíše na úrovni –100 m. Podobne aj pruh od Zolnej cez Sebedín k Očovej. Elevácie sú zreteľné v oblasti Sliač-kúpele – Lieskovec a Očová – Breziny s výškou + 400 m.

4. Fyzikálne vlastnosti hornín

Predstavujú základné parametre prakticky pri všetkých geofyzikálnych interpretáciách. Súhrnná a vyčerpávajúca práca k tejto problematike z vrtov je od

Husáka et al., 1991. Obmedzený priestor nám nedovoľuje urobiť analýzu údajov. Kvôli informovanosti o týchto parametroch uvádzame ich formou tabuliek (tab. 24, 25, 26). Pri akceptovaní týchto tabuliek treba brať do úvahy skutočnosť, že uvedené hodnoty sú orientačné. V budúcnosti je potrebné každú formáciu doplniť ďalšími údajmi o fyzikálnych vlastnostiach z väčšieho množstva detailne známych litofaciálnych profilov, ktorých laterálna priestorová platnosť musí byť určená pre každý profil osobitne.

Na základe výsledkov paleomagnetizmu (Orlický et al., 1972, Orlický, 1992) bola zostrojená prvá paleomagnetická mapa vulkanitov. Magnetická polarita v kombinácii so sukcesiou lávových prúdov a rádiometrického datovania umožnili zostaviť magnetostratografickú mapu polarít platnú pre formáciu Veľká Detva (Dublan, 1993).

Tabuľky petrofyzikálnych charakteristík Poľany vo vrtoch (podľa Husáka et al., 1991):

Tab. 24 Magnetické vlastnosti litostratigrafických súborov v oblasti Poľany (podľa Ľ. Husáka et al., 1991)

Litostratigrafické súbory	n	NRMP (nT)		KAPA (10^{-6} SI)	
		x	ds	x	ds
1. Rohovská formácia	64	136,4	236,3	4336,7	109 187,8
2. Šútovská formácia	74	726,1	2 795,8	6070,8	13 660,7
3. Strelnícka formácia	45	37,2	92,0	197,3	412,3
4. Veľkodetvianska formácia	21	44,6	96,3	1736,4	4 093,2
Predneogénne podložie:					
1. Mladšie paleozoikum	10	2,2	1,2	114,3	80,0
2. Kryštalinikum	31	109,1	453,8	1598,0	5 118,2

Význam symbolov použitých v tabuľkách

Do – objemová hmotnosť
Dm – mineralogická hmotnosť
Dp – prirodzená hmotnosť (so 100 % nasýtením pórov vodou)
p – pórovitosť
KAPA – veľkosť objemovej magnetickej susceptibility
NRMP – veľkosť remanentnej magnetickej polarizácie
Q – veľkosť úhrnnej aktivity gama
U – obsah uránu
Th – obsah tória
K – obsah draslíka
x – aritmetický priemer súboru
ds – smerodajná odchýlka
n – počet vzoriek v súbore

Tab. 26 Hustoty litostratigrafických súborov v oblasti Poľany (podľa Ľ. Husáka et al., 1991)

Litostratigrafické súbory	n	Do (gcm^{-3})		Dm (gcm^{-3})		p (=)		Dp (gcm^{-3})	
		x	ds	x	ds	x	ds	x	ds
1. Rohovská formácia	64	2,51	0,09	2,65	0,05	5,06	4,07	2,56	0,06
2. Šútovská formácia	97	2,31	0,28	2,64	0,09	12,35	9,30	2,43	0,20
3. Strelnícka formácia	62	2,51	0,11	2,68	0,04	7,89	3,56	2,59	0,07
4. Veľkodetvianska formácia	32	2,65	0,07	2,70	0,04	1,80	1,98	2,67	0,05
Predneogénne podložie:									
1. Mladšie paleozoikum	10	2,45	0,19	2,72	0,03	10,05	6,85	2,55	0,13
2. Kryštalinikum	88	2,65	0,10	2,71	0,06	2,14	2,72	2,67	0,08

Tab. 27 Rádioaktivita litostratigrafických súborov v oblasti Poľany

Litostratigrafické súbory	n	Q (ppm Uekv)		Th (ppm)		U (ppm)		K (%)	
		x	ds	x	ds	x	ds	x	ds
1. Rohovská formácia	64	8,41	3,51	8,88	6,87	2,27	1,59	1,67	0,71
2. Šútovská formácia	97	6,83	1,02	6,54	1,10	3,03	0,97	1,65	0,61
3. Strelnícka formácia	62	8,36	1,10	0,03	1,47	3,36	1,08	1,81	0,88
4.Veľkodetvianska formácia	32	5,24	0,65	4,56	1,46	2,25	0,73	1,52	0,70
Predneogénne podložie:									
1. Kryštalinikum	31	8,00	2,90	10,02	6,09	1,74	1,61	1,90	0,67

GEOLOGICKÝ A TEKTONICKÝ VÝVOJ ÚZEMIA

Kryštalinikum

Najstaršie horniny, ktoré v regióne Poľany vystupujú na povrch, sú intenzívne metamorfované kryštalické bridlice veporika.

Kryštalinikum veporika je zložené z hornín rôzneho veku:

a) proterozoikum? – spodné paleozoikum – ortoruly, pararuly, amfibolické ruly, amfibolity a hybridné tonality až granodiority;

b) devón–karbón – chloritické a chloriticko-muskovitické bridlice, svory, fylity, porfyrické granodiority až granity a tonality až granodiority sihlianskeho typu;

c) perm? – porfyrické granity (typ hrončok), granitové porfýry, porfyroidy a aplitické granity, lokalizované v strižných zónach sv.-jz. smeru.

Podľa analógie so susednými oblasťami kryštalinika najstaršie horniny sú vysoko metamorfované pararuly, orturuly a amfibolity. Pôvodne predstavovali magmaticko-sedimentárnu sériu proterozoicko?-spodnopaleozoického veku. Ich štruktúrno-metamorfný vývoj prebiehal hlavne v paleohercýnskom štádiu a neskôr sa stali hostiteľskými horninami pre intrúzie syntektonických granitoidov (vek okolo 360–350 mil. r.) a protektonických karbónsko-permských granitoidov (I typy okolo 300 mil. r., A typy 280–260 mil. r.). Tie miestami využívali pri intrúzii strižné zóny.

Sedimentárno-vulkanické komplexy, ktoré majú podľa palinomorf zväčša devónsky vek, vznikali na konsolidovanej kôre. Ich metamorfóza nepresiahla podmienky fácie zelených bridlíc. V súčasnosti vystupujú vo forme tektonických šupín uprostred vyššie metamorfovaných komplexov, ich pôvodný vzájomný vzťah je zatiaľ nevyriešený.

Komplexy kryštalinika sa dostali do tektonickej superpozície najmä pri nízko hercýnskych kolíznych procesoch. Vznikli základné hercýnske litotektonické jednotky. Na takto konsolidovanej kôre potom v alpínskom cykle sedimentoval permsko-mezozoický obal. V alpínskej etape bolo aj kryštalinikum zasiahnuté tektonickými procesmi, ktoré sa prejavili prevrásnením a zošupinatením hercýnskych komplexov a dotvorením usporiadania do pásiem sv. smeru.

Perm

Permské sedimenty ležia uhlovo nesúhlasne na kryštalinických komplexoch severného veporika.

Táto uhlová nesúhlasnosť bola čiastočne tektonicky prepracovaná v alpínskom orogéne, počas ktorého bolo deštruované i presné vymedzenie a morfológia pôvodného sedimentačného bazéna.

Všeobecne sedimenty permu vznikali v kontinentálnom sedimentačnom prostredí, v sedimentačnom bazéne typu vnútrohorskej depresie, v postorogénnom extenznom režime.

Sedimenty brusnianskeho súvrstvia vznikali v prostredí nízko meandrujúcich riek, podobnom divočiacim riekam. Sú charakteristické prevahou hrubozrnných pieskovcov, či zlepencových pieskovcov, častými eróznymi rozmyvmi a eróznymi kontaktmi medzi vrstvami, reliktmi dnových sedimentov, hrubými vrstvami s masívnym, gradačným alebo horizontálnym zvrstvením. Množstvo nezrelého klastického detritu a neprítomnosť jemnozrnných sedimentov signalizujú podnebie s dostatkom vodných zrážok a reliéf s nedostatočným rastlinným pokryvom. Intenzívna synsedimentárna aktivita je dokumentovaná dacitovým až dacitovo-andezitovým vulkanizmom, reprezentovaným predovšetkým pyroklastickými prúdmi.

Obdobie vzniku sedimentov predajnianskeho súvrstvia sa viaže na výrazné prejavy synsedimentárnej tektoniky a na zmeny v klimatických podmienkach. Sedimenty majú znaky prostredia podhorských riečnych kužeľov a vnútrohorskej akumulačnej plošiny. V tomto období bola klíma semiaridná, charakterizovaná vznikom pestrých sedimentov. V dôsledku synsedimentárnej tektoniky nastala nielen zmena sedimentačného režimu, ale aj konfigurácie bazéna, čo dokumentuje zmena paleoprúdového systému i znosových oblastí (Vozárová, 1979).

Na základe týchto skutočností možno predpokladať, že v období pred začiatkom sedimentácie predajnianskeho súvrstvia došlo i k prerušeniu sedimentácie. Dĺžku trvania stratigrafického hiátu nie je možné stanoviť, pretože chýbajú biostratigrafické údaje.

Mezozoikum

Veporikum (Krížňanský príkrov)

Najstaršie sedimenty krížňanského príkrovu tvoria lúžňanské súvrstvie. Je to súbor detritických sedimentov, zložených najmä zo stredno- a hrubozrnných kremencov, kremitých pieskovcov a drobových pieskovcov svetloružových alebo svetlosivých farieb. Smerom do nadložia sa objavujú medzivrstvičky ílovcov pestrých odtieňov. Niekedy sa vyskytuje šikmé zvrstvenie a laminácia. Prechod do verfénskych vrstiev je pozvoľný, prejavujúci sa zvýšenou frekvenciou vložiek piesčitých bridlíc. Stratigraficky zaraďujeme obe jednotky do skýtu. Vo vrchnom skýte až spodnom anise vznikli reichenhalské rauvaky, z dolomitu a malého množstva sadrovca. Ladin až karn reprezentujú ramsauské dolomity, ktoré podľa zvyškov diplopór sedimentovali v uzavretom prostredí internej platformy – intertidál až subtidál. Pre sedimentáciu karpatského keuperu (norik) je príznačné mnohonásobné striedanie rytmov krátkodobých morských ingresií a regresií v ex-

trémne aridnom prostredí (Michalík, 1979). Kremité rádiolárioové vápence a kremité sliene dogeru a malmu sa vyznačujú striedaním tenkých lavíc s obsahom rádiolárií, ihlíc húb a *Globochaete alpina*, ktoré poukazujú na otvorené prostredie externej platformy.

Hronikum (Chočský príkrov)

Stredný trias je reprezentovaný súborom, v ktorom sú zastúpené litotypy gutensteinských vápencov, chočských dolomitov a reiflinských vápencov.

Karn je zastúpený lunzkými vrstvami. Ide prevažne o ílovité bridlice čiernosivých farieb s tenkými vložkami pieskovcov hrúbky 10 cm.

V nadloží lunzkých vrstiev sú vyvinuté hlavné dolomity dosahujúce hrúbku 200 m. Ich dobrá vrstevnatosť poukazuje na lagunárnu „back reef" fáciu vrchného karnu až spodného norika.

Koncom triasu, v réte, sedimentovali kössenské vrstvy. Ide o zmiešaný lagunárny a morský vývoj, prítomný v okolí Jasenice.

Silicikum

Elementy najvyššej predgosauskej tektonickej jednotky sú odkryté v okolí Dolnej Mičinej.

Najspodnejším členom sú skýtske kremité pieskovce až kremence. Sú to detritické sedimenty rytmicky sa striedajúcej morskej a kontinentálnej fluviálnej sedimentácie.

Vývoj vyšších polôh skýtu je veľmi pestrý. Vyznačuje sa mnohonásobným striedaním ílovitých bridlíc, pieskovcov, sadrovca a anhydritu (Slavkay, 1971).

Otázkou spodnotriasového vulkanizmu sa zaoberal Slavkay, 1964, 1965. Ním odlíšené paleotrachyty, paleoandezity, paleoryolity, pyroklastické lávy, tufy a tufity sú výsledkom prerušovanej vulkanickej činnosti, ktorej vek – kampil – vyplýva z výskytu peperitov a láv poukazujúcich súčasne aj na vynáranie sa vulkanickej oblasti nad hladinu spodnotriasového mora (cf. Slavkay, l. c.).

V ladine sedimentovali wettersteinské vápence v lagunárnych podmienkach, o čom svedčí spoločenstvo dasykladaceí, zistené Jarošom, 1966.

Bádensko-sarmatský vulkanizmus

V spodnom bádene na pomerne málo členitom až zarovnanom predvulkanickom reliéfe nastupuje vulkanická aktivita, ktorej centrá sa nachádzajú hlavne na území Javoria.

Stratovulkán Javorie je podľa Konečného (Konečný et al., 1990) reprezentovaný súborom litostratigrafických jednotiek veku spodný báden – spodný –

stredný sarmat. Na území priliehajúcom k Poľane Konečný s. l. zmapoval niekoľko formácií a komplexov. Starohutský komplex (spodný báden) s hrúbkou 700 m budujú produkty pyroxenických amfibolicko-pyroxenických a hypersteno-amfibolických andezitov. V nadloží vystupuje blýskavická formácia (vyššia časť spodného bádenu) s hrúbkou 300 m. Charakterizujú ju efúzie intermediárnych až bazaltoidných andezitov a hyaloklastitov, ktorých vznik sa spája s vodným prostredím. Mladšou jednotkou je rohovská formácia, ktorú Konečný chápe v zmysle definície z roku 1983 (Konečný et al., 1983).

Táto formácia podľa Dublana (1993a) predstavuje len najmladšiu časť ním vymedzenej formácie Rohy, ktorá pokračuje aj na územie Poľany. Približne rovnakého veku má byť aj intruzívny komplex Kalinka (stredný báden), zastúpený intruzívnymi horninami so synchrónnou hydrotermálnou aktivitou a sprievodnou mineralizáciou.

Táto hydrotermálna aktivita sa zistila aj na území Poľany s maximálnou intenzitou v okolí Zlatého vŕška severne od kóty Rohy a vo vígľašskej depresii (vrty P-6, P-7, DV-24).

Najmladšou jednotkou vo vulkanickej sukcesii je formácia Javorie, budovaná explozívno-efuzívnym vulkanizmom pyroxenických až amfibolicko-pyroxenických andezitov. Podľa Konečného s. l. všetky jednotky majú stratovulkanickú stavbu s výnimkou rohovskej formácie a intruzívneho komplexu Kalinka.

Od toku Slatiny na sever v Poľane s určitosťou môžeme dokázať pokračovanie formácie Rohy. Vyplýva to z geologického mapovania a z následného overovania rádiometrickým datovaním. Na základe toho, že vek extrúzií a podložného explozívno-efuzívneho komplexu je takmer rovnaký – lávové prúdy 16,19 ± 0,18 mil. r., extrúzie 16,18 ± 0,20 mil. r., dajky 15,91 ± 0,15 mil. r. –, vek časti formácie Rohy bol stanovený na 16,05 ± 0,14 mil. r. (Dublan, 1993). Konečný do rohovskej formácie zaraďuje len extrúzie, intrúzie, pyroklastiká a epiklastiká, vystupujúce v depresii (kaldere) Javoria a vo vígľašskej depresii (kaldere). Podľa našej definície formácia Rohy má stratovulkanický pôvod. Extrúzie, intrúzie a dajky predstavujú len záverečnú vulkanickú aktivitu formácie Rohy (Dublan, 1993).

Stratovulkán Javorie podľa nášho názoru končil vulkanickú aktivitu formovaním kaldery a formácie Rohy s intruzívnym komplexom Kalinka, ktorého vek je určený metódou K/Ar na plagioklase 16,2 mil. r. (Kantor, 1979) a predpokladaný vek 15,5 mil. r., overený pomocou metódy stôp po delení uránu (Repčok, 1981). Podľa toho chronostratigrafický rozsah formácie Rohy je pravdepodobne 15,5–16,19 mil. r.

Vierohodný vek mladšej nadložnej javorskej formácie môžeme odvodiť z datovania formácie zo vzorky odobranej z lávového prúdu na hrebeni Zálužná, južne od Zvolena, a to 13,1 ± 0,6 mil. r. (Repčok, 1984). Ak berieme do úvahy tieto hodnoty, prestávka vo vulkanickej aktivite je približne 2,5 mil. r. Neprí-

tomnosť vulkanickej aktivity sa môže považovať za prestávku len v regionálnejších súvislostiach. V prípade vývoja jedného stratovulkánu, napríklad stratovulkánu Javorie, o prestávku asi nejde, skôr ide o umŕtvenie a následnú erozívnu deštrukciu primárnej formy. Preto javorská formácia predstavuje nové štádium vulkanickej aktivity pravdepodobne s novým centrom a vlastným kónusom (pozri tab. 27, 28, 29).

Tab. 27 Prehľad základných informácií o členoch a formáciách polygénneho stratovulkánu Poľana

Štruktúrna jednotka	Formácia	Člen	Hranice veku formácie v mil. r.	Chronostratigrafická pozícia formácie
vrchná stavba stratovulkán Veľká Detva	Veľká Detva	Šafraníčka Kopa Sebedín Hučava	12,35–12,63 12,65–12,74	spodná časť stredného sarmatu hranica spodný–stredný sarmat
stredná stavba	Strelníky	Bobrovo Bečov	12,85–13,03 (13,02–13,03)	vrchná časť spodného sarmatu
spodná stavba stratovulkán Šútovka	Šútovka	Kurienec Lvoze	13,32–13,58	spodná časť spodného sarmatu

Tab. 28 Neovulkanické podložie polygénneho stratovulkánu Poľana podľa L. Dublana, 1993a

stratovulkán Javorie	formácia Rohy	dajky extrúzie lávové prúdy, pyroklastiká epiklastiká	15,91± 0,15 16,18± 0,20 16,19± 0,18	stredná časť spodného bádenu

Podložie polygénneho stratovulkánu Poľana tvoria predvulkanické horniny veporika, silicika a hronika. V Slatinskej kotline, v časti Detvianskeho predhoria a inde podložie zastupuje aj formácia Rohy, ktorá pokračuje do Javoria.

Na chronostratigrafické zaradenie formácie Javorie Konečný s. l. použil údaje zo vzoriek, ktoré Dublan odobral na definovanie veku formácie Šútovka. Najnovší údaj z javorskej formácie (Repčok, 1984) je 13,1± 0,6 mil. r.

Tab. 29 Prehľad formácií a komplexov stratovulkánu Javorie (Konečný, in Konečný et al., 1983)

javorská formácia (súvrstvie)	13,6 ± 0,4 13,7 ± 0,3 13,7 ± 0,2	spodný až vrchný sarmat
intruzívny komplex Kalinka	16,2 K/Ar 15,5 15,7± 0,1 K/Ar	vrchný báden
neresnícka formácia (súvrstvie)	15,9 ± 1,2 K/Ar 15,9 ± 0,5 16,0 ± 0,3 16,1 ± 0,3	spodný až stredný báden
rohovská formácia (súvrstvie)	15,5 ± 1,10 15,9 ± 0,8 16,6 ± 0,3	stredná časť bádenu
blýskavická formácia (súvrstvie)	15,5 ± 0,6 K/Ar	vrchná časť sp. bádenu až stredný báden
starohutský komplex	15,7 ± 1,6 K/Ar	spodný báden

Keď porovnáme časový vývoj stratovulkánu Poľana so stratovulkánom Javorie, môžeme konštatovať, že približne v čase, keď sa začala formovať spodná stavba stratovulkánu Poľana – stratovulkán Šútovka –, južnejšie situovaný stratovulkán Javorie už bol vyhasnutý a vystavený denudácii takmer 2 milióny rokov. Tento pôvodný stratovulkán (alebo skôr skupina stratovulkánov) bol na území Poľany zdenudovaný až po veporické podložie. Zachoval sa len vo vígľašskej depresii. Vulkán Šútovka je preto uložený prevažne na veporickom podloží.

Na základe datovaní až po skončení aktivity vulkánu Šútovka sa obnovuje vulkanická činnosť v Javorí, vznikom mladšieho vulkánu, reprezentovaného javorskou formáciou. Ňou sa miocénny vulkanizmus v Javorí končí, zatiaľ čo vulkanická aktivita Poľany sa búrlivo vyvíja ďalej.

Na západe stratovulkán Poľana hraničí s Kremnickými vrchmi, ktoré majú priebeh vulkanizmu a látkové zloženie výrazne odlišné ako Javorie a Poľana.

Vulkanizmus podľa Lexu (in Konečný et al., 1983) prebiehal v bádene, sarmate a panóne. Aj keď je tu veľmi podrobné litostratigrafické členenie na 13. jednotiek, pre nedostatok datovaní nemôžeme tento vulkanizmus stratigraficky detailne porovnávať s Poľanou.

Zásadný rozdiel však vidíme v geologickej stavbe, zložení, veľkosti a štruktúre vulkanizmu Kremnických vrchov.

V geologickej stavbe stratovulkánu Poľana rozlišujeme tri základné vulkanicko-štruktúrne jednotky:

1. Spodná stavba – reprezentuje ju prevažne pochovaný stratovulkán Šútovka, ktorý vystupuje na povrch v okolí obcí Ľubietová, Povrazník, Strelníky a bol overený vrtom HPO-1 v kompletnom profile až po predvulkanické podložie. Zistený bol tiež v pásme medzi Lukavicou a Hornou Mičinou a v okolí Detvy. Produkty tohto vulkánu sa nachádzajú v podloží ryodacitových tufov formácie Strelníky.

Všetky tieto výskyty sú zaradené do člena Lvoze a predstavujú skôr distálnejšie fácie deponované od erupčného centra do vzdialenosti až 20 km, hlavne z. a sz. smerom. Na východ sa pokračovanie pochovanej spodnej stavby predpokladá do vzdialenosti menšej ako 5 km od centra v strede erozívnej kaldery.

V Hrochotskej doline, v časti priliehajúcej ku kalderovému zlomu, je na ploche niekoľko km^2 erozívne odkrytá časť vulkanického svahu vulkánu Šútovka, zastupovanému členom Kurienec. Tento člen sa vyskytuje aj v podloží kalderovej výplne tvorenej ryodacitovými horninami člena Bobrovo.

Podľa vrtu D-19 do hĺbky 300 m člen Kurienec tvoria hlavne lavové prúdy andezitov a lávových brekcií, prerušované asi 51 m hrubým súvrstvím epiklastických brekcií až brekcií s vložkami epiklastických vulkanických pieskovcov. Tento zjednodušený profil je v nadmorskej výške 657,7–957,7 m.

Vo výške 886,2–934,5 m (48,3 m) je pravdepodobne dajka intruzívno-explozívnej drobnoúlomkovitej brekcie augiticko-hyperstenického andezitu; prítomnosť lávových prúdov člena Kurienec je zmapovaná v Hrochotskej doline v hrúbke asi 285 m, v nadmorskej výške 725–1 010 m.

V úseku 725–391,66 je profil definovaný pomocou vrtu D-7/333 m. V spodnej časti vrtu je epiklastická vulkanická brekcia pyroxenického andezitu hrúbky minimálne 25 m (391,66–416,66 m). Vyššie (416,66–515,66 m) je prúd augiticko-hyperstenického andezitu a lávovej brekcie hrúbky 99 m. Nasleduje (515,16–558,16 m) epiklastická vulkanická brekcia pyroxenického andezitu, s hrúbkou 42,5 m. V nadloží (558,16–633,96 m) sa nachádza asi 76 m hrubá brekcia pyroklastického prúdu amfibolicko-hyperstenického andezitu alebo skôr redeponovaného materiálu okraja vulkanického dómu.

Vyššie (633,96–646,99 m) je vrstva bentonitizovanej epiklastickej vulkanickej brekcie až konglomerátu hyperstenického andezitu hrúbky 12,7 m.

V úseku (646,99–690,16 m) hrubom 43,17 m je niekoľko lávových prúdov hyperstenického andezitu s augitom. Najvyššia časť vrtu (690,16–724,66 m) prechádza súvrstvím epiklastických vulkanických brekcií s ojedinelými vložkami epiklastických vulkanických pieskovcov (5–10 cm). Hrúbka súvrstvia je viac ako 34,5 m.

Člen Lvoze má odlišný profil. Podľa vrtu HPO-1 na 33 m hrubej bazálnej epiklastickej brekcii s prímesou nevulkanického materiálu najmä v spodnej časti

vrstvy ležia dva andezitové prúdy celkovej hrúbky 92 m. V ich nadloží je súvrstvie epiklastických brekcií až konglomerátov s polohami epiklastických pieskovcov a amfibolicko-pyroxenických andezitov hrúbky 88 m. Vo vrchnej časti profilu sa vyskytujú v tomto súvrství dva pyroklastické prúdy (5 a 6 m). Vyššie sa nachádza súvrstvie hrúbky asi 52 m, tvorené vrstvami pemzových a lapilovo-pemzových tufov. Nasleduje vrstva epiklastickej vulkanickej brekcie hrúbky asi 32 m. V nadloží sa opäť zistilo súvrstvie lapilových a pemzových tufov, hrúbky asi 20 m. Najvrchnejšiu časť profilu vrtu tvoria epiklastické vulkanické brekcie pyroxenických andezitov s prímesou amfibolicko-pyroxenických andezitov v hrúbke viac ako 38 m.

Vulkán Šútovka v centrálnej a prechodnej vulkanickej zóne vulkanického svahu tvoria zo 70 % lávové prúdy, na epiklastické a iné horniny nepripadá viac ako 30 % objemu.

Vo vzdialenej periférnej zóne, reprezentovanej členom Lvoze, lávové prúdy tvoria len 26 % objemu, epiklastiká 51 %, pyroklastiká asi 24 %.

Je veľmi pravdepodobné, že spodnú vulkanickú stavbu v kaldere v podloží člena Bobrovo zastupuje člen Kurienec, ktorý okrem opisovaných hornín obsahuje aj intruzívne telesá.

Po erózii stratovulkánu Šútovka sa pôvodný vrchol znížil na výšku približne 800 m, pričom sa zachovala len časť pôvodného plošného rozsahu vulkánu. Na eróziu bolo k dispozícii takmer 400 000 rokov.

2. Stredná stavba – po tejto dlhotrvajúcej prestávke vo vulkanizme Poľany a vyhasnutí stratovulkánu Šútovka nastupuje ryodacitový vulkanizmus strednej stavby, zastúpenej formáciou Strelníky (12,85–13,03 mil. r.). Formácia je zložená z dvoch jednotiek, z člena Bečov a člena Bobrovo.

Člen Bečov sa vyskytuje v extrakalderovej zóne, člen Bobrovo v intrakalderovej zóne, kde tvorí výplň kaldery Bobrovo.

Na základe superpozície a priestorového rozmiestnenia rôznych fácií sa vulkanizmus strednej stavby začínal explóziami ryodacitových tufov, ktoré boli transportované do väčších vzdialeností od krátera. Tá ich časť, ktorá sa zachovala, vyskytuje sa najmä v periférnej zóne stratovulkánu v okolí Zvolena, Sliača, Bečova, Strelník a Detvy.

Mnohonásobné opakovanie eruptívnych periód aktivity vytvára v depozičnom prostredí charakteristický záznam v litogenetickom charaktere uložených pyroklastík. Lahary a uloženiny hyperkoncentrovaných plošných zátopových prúdov sa zistili v profiloch, napríklad v okolí Bečova, Veľkej Lúky, Sampora. Svedčia o veľkých objemoch transportovaného tufového materiálu, vyplaveného zo svahov vulkánu do depozičnej oblasti periférnej vulkanickej zóny počas explozívnej aktivity (Dublan, 1993b).

V intereruptívnych periódach, keď riečny systém prenáša menej explozívneho materiálu, obnovuje sa prínos materiálu zo staršieho vulkánu Šútovka. Prostred-

níctvom vodných tokov vznikajú v ryodacitových tufoch zárezy vyplnené andezitovými konglomerátmi, ktoré v drobnozrnnej piesčitej zložke majú niekedy značnú až prevládajúcu prímes tufu. Takéto intereruptívne sedimenty sa v podobe šošoviek niekedy až vrstiev nachádzajú v rôznych úrovniach profilu. Okrem konglomerátov sa vyskytujú aj ryodacitovo-andezitové zmiešané epiklastické pieskovce a brekcie.

Okrem redeponovaných tufov sú prítomné aj autochtónne, tvorené súvrstvím tufov plíniovských explózií a ojedinelými pyroklastickými prúdmi typu pelée, ktoré sú charakteristické prítomnosťou úlomkov skla a ryolitov, typu Krakatoa, zložené z pemzy a popola (sv. od Detvy) a typ St. Vincent – pemzové kryštalovitroklastické tufy v okolí Bečova. Pyroklastické prúdy majú hrúbku 5–15 m.

Hrúbka člena Bečov je 10–150 m. Jeho profily podrobne študoval Dublan (Dublan et al., 1991).

Po explozívnom vyčerpaní a odplynení magmatického zdroja vrcholová časť vulkánu Šútovka poklesla o 700–800 m, čím sa vytvorila kotlovitá depresia – kaldera, viac-menej elipsovitého až rectangulárneho tvaru s veľkosťou 4 x 5 km, následne vyplnená horninami ryodacitového zloženia. Kalderový zlom je zmapovaný a overený vrtmi len v časti, kde je odokrytý zárezom Hrochotskej doliny. Inde je zakrytý mladšími horninami andezitového zloženia. Táto výplň je overená vrtmi D-16, D-18, D-14, D-17 (Dublan et al., 1979). Profil kaldery najlepšie dokumentujú vrty D-17 a D-16, ktoré na seba výškovo nadväzujú (D-17-982,9–797,9 a D-16-807,5–396,5), a tak definujú kalderu a jej výplň v hrúbke asi 586 m Ak berieme do úvahy zmapovanú vrchnú hranicu vo výške 1 050 m, potom známa časť výplne má 650 m. Skutočná maximálna hrúbka je 700–800 m. Keďže intrakalderová výplň doteraz nebola zverejnená, uvádzame čiastočne zjednodušené profily vrtov D-16 a D-17 reinterpretované autorom (Obr. 13).

Freatomagmatické tufy a explozívne brekcie budovali vnútrokalderové kužele, na čo nasvedčujú aj sklony vrstevnatosti 10–30°. Okrem toho vysoký tepelný tok bol priaznivý na formovanie malých explozívnych kráterov, maarov, ktorých prítomnosť v kaldere sa predpokladá na základe vrtov. Časť brekcií však patrí freatickým (hydrotermálnym) erupciám a intruzívno-explozívnym dajkám. Explozívnu činnosť ojedinele prerušovali efúzie ryodacitových prúdov. Záver aktivity súvisí s prienikom extruzívnych intrakalderových dómov a centrálnej intrúzie ryodacitového porfýru.

Vek ryodacitových tufov člena Bečov v extrakalderovej zóne a ryodacitových prúdov a extrúzií v intrakalderovej zóne je rovnaký – 13,03 mil. r. (Dublan, 1993). To znamená, že ryodacitový vulkanizmus prebehol v svojom maximálnom objeme v mimoriadne krátkom geologickom čase, a to 1 000 – 10 000 rokov. Člen Bečov sa formoval tesne v predkalderovej etape a člen Bobrovo v kalderovej.

Do formácie Strelníky zaraďujeme aj dajky ryodacitu, dacitoandezitu a kremitého andezitu, vystupujúce za kalderovým zlomom v člene Kurienec. Podľa

Tab. 30 Prehľad rozsahu hraníc formácií členov fácií vulkanických zón a veku vulkánov budujúcich komplexný polygénny stratovulkán Poľana

Štruktúrna pozícia	Formácia (vek) Prestávka – erózia	Člen	Vzdialenosť hraníc formácií od centra v kaldere Kyslinky				Fácia	Vulkanická zóna	Vulkán (vek)
			V	Z	S	J			
vrchná stavba vrchná časť	Veľká Detva 12,35–12,63 0,02	Šafraníčka	–	–	–	–	intruzívna	centrálna	Veľká Detva 12,35–12,74 0,39
		Kopa	6	10	4	15	proximálna až mediálna	centrálna až prechodná	
vrchná stavba spodná časť	Abčina) 12,65–12,74 0,11	Hučava	6	15	8	13	proximálna	centrálna až prechodná	
		Sebedín	–	20	–	–	mediálna	periférna	
stredná stavba	Strelníky) 12,85–13,03 (13,02–13,03) 0,29	Bobrovo	–	–	–	–	kalderová	intrakalderové erupcie	kaldera 13,020–13,028 0,008 (?)
		Bečov	7	25	8	16	mediálna až distálna	termálne erupcie	Strelníky 13,028–13,030 0,002 (?)
spodná stavba	Šútovka 13,32–13,58 (?) 2,0	Kurienec	3	5	5	6	proximálna	centrálna prechodná	Šútovka 13,32–13,58 0,26
		Lvoze	–	20	11	14	mediálna distálna	prechodná periférna	
Javorie	Rohy (?) 15,5–16,20	–	?	?	?	?	–	–	Javorie 15,5–16,20

datovania metódou stôp po delení uránu 12,8 ± 0,3 a 13,2 ± 0,3 (Repčok, 1980) vznikli v predkalderovej aj pokalderovej etape vývoja formácie Strelníky.

Profil kalderovej etapy vývoja vulkanizmu (člen Bobrovo) podľa vrtov

D-17/185/982,90

0,0–12,0 m	hlinito-kamenité delúvium,
12,0–22,0 m	explozívna brekcia drobno- a hruboúlomkovitá, redeponovaná s úlomkami ryodacitov a ryodacitových porfýrov,
22,0–35,0 m	lávový prúd ryodacitu s variabilným obsahom hyperstenu, amfibolu, biotitu a kremeňa s perlitickým rozpadom,
35,0–91,5 m	drobnoúlomkovité explozívne brekcie,
91,5–105,1 m	vytriedené jemnozrnné a hrubozrnné zvrstvené freatomagmamatické kryštálovitoklastické tufy; prítomné je planárne a šikmé zvrstvenie s hrúbkou vrstvičiek niekoľko cm; miestami so znakmi sklzových textúr,
105,1–111,1 m	hrubozrnné freatomagmatické tufy sivej farby podobné ako v nadloží, ale menej zreteľne zvrstvené,
111,10–112,15 m	jemnozrnný až strednozrnný freatomagmatický tuf s lapilami, zvrstvený planárne; je zložený z úlomkov ryodacitového porfýru, vulkanického skla, pemzy a kryštaloklastov biotitu, plagioklasu a kremeňa; pozoruje sa drvenie kryštálov, niekedy s malou rotáciou ich častí,
112,15–112,75 m	hrubozrnný freatomagmatický tuf, šikmo zvrstvený, sivej farby,
112,75–113,80 m	stredno- až hrubozrnný freatomagmatický tuf. Táto vrstva hrúbky 1,05 m je zložená z niekoľkých fácií. V spodnej časti je gradačne zvrstvená 30 cm vrstva, vyššie je vrstva masívneho tufu hrúbky 30 cm, vrchnú časť hrúbky 40 cm tvorí tuf s planárne drobno laminovaným zvrstvením,
113,80–114,65 m	stredno- až hrubozrnný freatomagmatický tuf s rovnakými fáciami ako v predchádzajúcom prípade,
114,65–118,00 m	jemnozrnný freatomagmatický tuf s nejasne načrtnutým zvrstvením,
118,00–118,25 m	jemnozrnný freatomagmatický tuf, planárne jemne zvrstvený,
118,25–118,55 m	hrubozrnný freatomagmatický tuf, masívny,
118,55–119,40 m	jemnozrnný freatomagmatický tuf,
119,40–119,55 m	hrubozrnný freatomagmatický tuf, masívny,
119,55–121,00 m	jemnozrnný freatomagmatický tuf,

121,00–121,50 m	jemno- až hrubozrnný freatomagmatický tuf, v spodnej časti masívny hrubozrnný, vo vrchnej planárne zvrstvený – jemnozrnné a hrubozrnné vrstvičky,
121,50–144,00 m	drobnoúlomkovité explozívne brekcie s vysokým obsahom tufového matrixu, úlomky veľkosti asi 3 cm majú zloženie amfibolicko-hyperstenicko-biotitického ryodacitového porfýru; vrstevnatosť sa prejavuje v hĺbke 128–131 m; v hĺbke 141,70–141,85 m je vrstvička planárne zvrstveného hrubozrnného tufu;
144,00–147,00 m	lávová drobnoúlomkovitá brekcia, vrchná časť lávového prúdu,
147,00–185,00 m	biotitický ryodacit s akcesorickým granátom, fluidalita má sklon asi 25°; typická je mikroperlitická odlučnosť; v hĺbke 159–166 m je prúd dezintegrovaný na úlomky bez ich rotácie.

Všetky horniny sú v rozličnej intenzite hydrotermálne premenené. Do hĺbky 144 m má súvrstvie zloženie amfibolicko-hyperstenicko-biotitických ryodacitov až porfýrov s akcesorickým granátom.

D-16/411/807,5

0,00–8,00 m	kvartér,
8,00–88,30 m	ryodacit na niektorých miestach s páskovanou textúrou s úklonom 20–30°; v hĺbke 47,6–47,9 m je dajka intruzívno-explozívnej ryodacitovej brekcie s úlomkami biotitických pararúl; podobne v hĺbke 77,0–77,1 m a 84,1–85,0 m,
88,30–113,00 m	súvrstvie drobnoúlomkovitých explozívnych brekcií; hrúbka vrstiev je 7, 7, 3, 4, 3 m,
113,00–147,70 m	redeponovaná drobnoúlomkovitá explozívna brekcia s náznakmi sedimentárnych štruktúr,
147,70–155,00 m	drobnoúlomkovitá explozívna brekcia,
155,00–211,90 m	brekciovitý ryodacit s obsahom úlomkov 5–10 %,
211,90–263,00 m	drobnoúlomkovitá explozívna brekcia miestami so znakmi plastickej deformácie subsolidifikovaných úlomkov – prechod do ignimbritu,
263,00–285,00 m	hruboúlomkovitá explozívna brekcia; v matrixe sa pozoruje tlaková dezintegrácia kremeňa; farba horniny je červenkastá a ružovkastá,
285,00–297,00 m	drobnoúlomkovitá explozívna brekcia, na kontakte s podložím je v hrúbke asi 2 m premiešaná s tufom,

297,00–337,00 m	40 m hrubá poloha zvrstvených freatomagmatických tufov, úsek 297–308 (11 m) tvoria masívne hrubozrnné tufy, prevrstvené niekoľko centimetrov hrubými vložkami jemnozrnných tufov; úsek 308–337 (29 m) tvorí lapilový tuf,
337,0–361,4 m	explozívna brekcia s úlomkami ryodacitov a pyroxenických andezitov veľkosti v priemere 5 cm, ojedinele 30 cm; v spodnej časti je viac andezitových úlomkov,
361,4–363,0 m	explozívna brekcia s poloplastickými úlomkami ryodacitu – prechod do ignimbritu,
363,0–411,0 m	explozívna brekcia s úlomkami ryodacitov veľkosti 1–10 cm a blokov pyroxenického andezitu ojedinele veľkosti až 1,6 m.

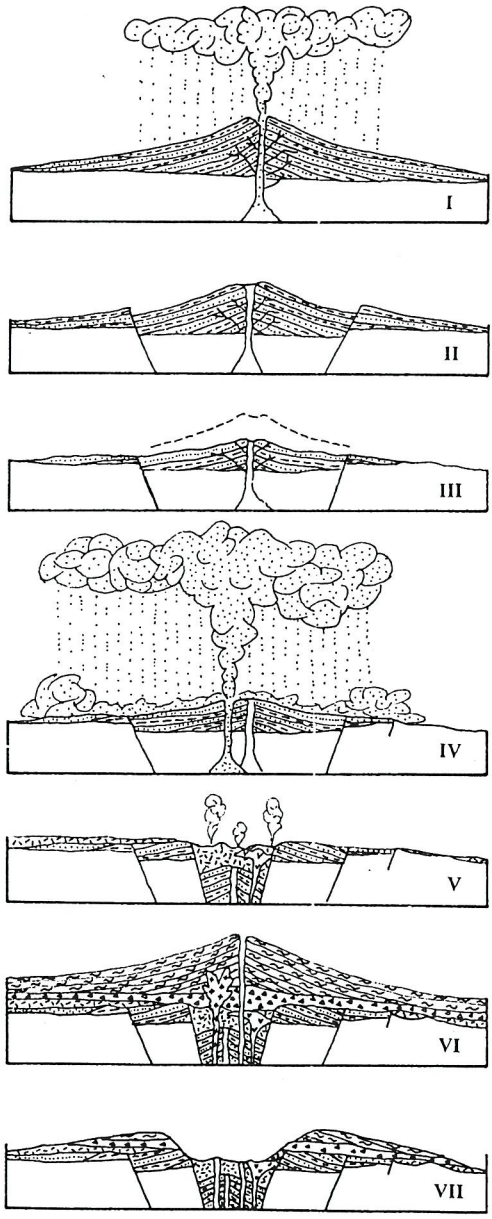
Všetky horniny vo vrte D-16 sú hydrotermálne premenené a petrograficky patria medzi biotiticko-amfibolicko-hyperstenické ryodacity.

3. Vrchná stavba – postkalderová vulkanická etapa sa začína po relatívne krátkej vulkanickej prestávke, trvajúcej asi 20 000 rokov. Nastupuje efuzívno-explozívny andezitový vulkanizmus vrchnej stavby, v priebehu ktorého sa uložilo súvrstvie aglomerátov, pyroklastických prúdov, epiklastík, ojedinele tufov a lávových andezitových prúdov, miestami hrubé až 400 m. Tieto horniny sa nachádzajú po obvode vulkánu, v podloží člena Kopa. V zóne bližšie k erupčnému centru, ktoré sa predpokladá niekde v erozívnej kaldere alebo v blízkom okolí, sa akumulovali hlavne proximálne fácie, v ktorých prevládali blokové (ojedinele až bloky veľké 3 m) a hruboúlomkovité fácie aglomerátov pyroklastických a andezitových prúdov (pozorovaný člen Hučava).

Mediálne fácie až distálne fácie sú zastúpené epiklastickými andezitovými pieskovcami a konglomerátmi. Úlomkový materiál tejto fácie prenášali úlomkotoky, plošné zátopové vysoko nasýtené prúdy, zriedené prúdy a normálne fluviálne prúdy. Ojedinele sa vyskytujú aj vrstvy hrúbky 10–15 m, tvorené laharmi. Najpozoruhodnejší lahar sa vyskytuje severne od Zolnej. Obsahuje opalizované kmene a konáre stromov (Dublan, 1993). Posledná etapa vývoja vulkánu súvisí s nadložnou formáciou Veľká Detva. Intenzívnou erupčnou činnosťou vznikol rozsiahly lávový vulkán. Tento vulkán pravdepodobne pochoval pod masou prúdov staršie vulkanické jednotky a tým ich ochránil pred úplnou denudáciou. Výška vulkánu pravdepodobne dosahovala asi 2 500 m.

V poslednej fáze vývoja sa formuje centrálna intruzívna zóna, charakterizovaná prítomnosťou intrúzií andezitových až dioritových porfýrov, hydrotermálnych premien a indíciami neperspektívneho polymetalického zrudnenia.

Stratovulkán Poľana skončil svoju aktivitu v strednej časti stredného sarmatu (12,35 mil. r.) Celé nasledujúce obdobie bol vystavený erozívnej deštrukcii. Intenzita erózie dosiahla svoje maximum v erozívnej kaldere, kde súčasný rozdiel medzi hrebeňmi a bázou je asi 700 m (porovnaj Tab. 30).



Obr. 29 Zjednodušená schéma vývoja stratovulkánu Poľana (L. Dublan, 1977)

Pri predpokladanej pôvodnej výške vulkánu minimálne 2 500 m bolo oderodovaných asi 1 000 m, a v báze erozívnej kaldery až 1 700 m, čím sa dosiahla úroveň intravulkanických intrúzií člena Šafraníčka, a starší člen Bobrovo (výplň explozívnej kaldery) je odkrytý na svahoch erozívnej kaldery v hrúbke asi 300 m.

Záverom možno konštatovať, že stratovulkán Poľana predstavuje mimoriadne dobre zachovanú vulkanickú štruktúru, ktorá nemá konkurenta v stredoslovenských neovulkanitoch.

Zároveň je naším najvyšším zachovaným vulkánom, ktorého výška dosahuje 1 458,7 m na kóte Poľana.

Schému jeho vývoja reprezentuje obr. 29

Erozívna kaldera v centre vulkánu je mimoriadny geomorfologický útvar sekundárneho pôvodu, ktorý vznikal v postvulkanickom období. Prítomnosť pochovanej kaldery Kyslinky (typu Krakatoa) sa v reliéfe neprejavuje, ale ako štruktúrny vulkanický prvok je známa už od roku 1979 (Dublan in Dublan et al., 1979).

I. Spodný sarmat, spodná časť – 13,58 až 13,32 mil. r. (260 000 r.)

Formovanie andezitového stratovulkánu Šútovka (spodná stavba polygénneho stratovulkánu Poľana).

II. Spodný sarmat, spodná časť – 13,32 mil. r.

Záver činnosti stratovulkánu Šútovka je spojený so vznikom šútovskej kaldery a s hydrotermálnou aktivitou.

III. Spodný sarmat, vrchná časť – 13,32 až 13,03 mil. r. (290 000 r.)

Po skončení aktivity bol vulkán značne zdenudovaný, miestami až po predvulkanické podložie.

IV. Spodný sarmat, vrchná časť – 13,03 mil. r.

Po dlhotrvajúcej prestávke (290 000 r.) mohutné explózie iniciovali novú erupčnú aktivitu produkujúcu ryodacitové tufy, ktoré sa uložili na svahoch vulkánu Šútovka alebo na predvulkanickom podloží.

V. Spodný sarmat, vrchná časť – 13,03 až 13,02 mil. r.

Explózie ryodacitových tufov viedli k formovaniu miniatúrnej kaldery (kaldera Bobrovo) typu Krakatoa, v hraniciach ktorej pokračovala erupčná aktivita iného typu. Na území kaldery vznikajú explozívne brekcie, tufy freatomagmatických a freatických explózií, lávové prúdy, extrúzie a dajky, všetko ryodacitového zloženia, sprevádzané hydrotermálnou aktivitou. Je pravdepodobné, že acidná výplň kaldery sa realizovala vo veľmi krátkom čase, asi 10 000 r.

VI. Stredný sarmat

Nasledujúcu etapu vo vývoji stratovulkánu Poľana predstavuje vznik vrchnej stavby, ktorú reprezentuje mladší vulkán Veľká Detva. Jeho spodnú časť tvoria andezitové aglomeráty, zriedkavé lávové prúdy a epiklastiká formácie Abčina, ktorá vznikala v rozmedzí 12,74–12,65 mil. r., čiže 90 000 r. Vrchnú časť vulkánu zastupuje formácia Veľká Detva, tvorená hlavne lávovými andezitovými prúdmi a v centrálnej časti vulkánu aj intrúziami dioritových a andezitových porfýrov. Intruzívno-efuzívny vulkanizmus bol aktívny asi 280 000 r. (12,63–12,35 mil. r.) a nastupoval po prestávke trvajúcej asi 20 000 r.

VII. Stredný sarmat – recent

Súčasný stav pôvodnej stavby po približne 12 mil. r. denudácie od skončenia erupčnej aktivity reprezentuje len relikt pôvodného stratovulkánu. Napriek tomu forma vulkánu sa zachovala, pretože erózia na svahoch sa prispôsobovala pôvodnému tvaru reliéfu vulkánu. Naopak, v centre sa oblasť kráteru rozšírila do obdivuhodnej erozívnej kaldery (v súčasnosti má hĺbku až 800 m), ktorá z väčšej časti obnažila aj pochovanú spodnosarmatskú kalderu Bobrovo.

Pliocén

V priebehu pliocénu sa geologicky sformovali základy terajšej Zvolenskej kotliny s. l. Vplyvom oživenia tektonických pohybov (nástupom neotektonickej éry) ustúpilo jazero z kotlinových znížení, ktoré sa začali formovať najmä vznikajúcou riečnou sieťou Hrona a prítokov (začiatok fluviálno-terestrického vývoja). Hronské štrkové súvrstvie je jeho prvým výsledkom.

Kvartér

Kvartér sa prejavil opätovnými etapami oživenia neotektonických pohybov. Tie spolu s nástupom klimatickej oscilácie určili kvartérny vývoj sedimentácie (najmä fluviálnej). Formoval sa súčasný reliéf kotliny a okolia, postupne narastala disekcia dolín a vytvárala sa sústava fluviálnych terasových akumulácií (najmä Hrona). V tomto procese ostával reliéf kotliny voči okoliu príznačne málo rozčlenený (plochý) až po začiatky mladšej časti tvorby tzv. stredných terás. Tento vývoj fluviálno-terestrických akumulácií pokračoval aj v poslednom glaciáli (vrchný pleistocén) a v holocéne, okrem iného aj tvorbou travertínov. Paleohydrografia Hrona a jeho prítokov v kotline pritom v priebehu kvartéru zaznamenala značné zmeny.

HYDROGEOLOGICKÉ POMERY

Geologická stavba hodnoteného územia je jedným zo základných faktorov, ktorý determinuje charakter hydrogeologických pomerov územia. Najpriaznivejšie hydrogeologické vlastnosti na infiltráciu a akumuláciu podzemnej vody aj schopnosť sústredeného odvodnenia majú karbonáty stredného a vrchného triasu. Napriek malému rozsahu sú na nich viazané najvýznamnejšie pramene i hydrogeologické vrty s najväčšou dokumentovanou výdatnosťou. Podzemná voda hlbšieho obehu v karbonátoch sa podieľa i na tvorbe minerálnych vôd. Väčšinu mapovaného územia budujú neovulkanity, ktorých hydrofyzikálne vlastnosti sú väčšinou málo priaznivé na významnejšiu akumuláciu podzemnej vody. V kombinácii s inými vplyvmi môže hydrogeologický význam neovulkanitov výrazne narásť. Poľana je najvyššie sopečné pohorie na Slovensku, čo podmieňuje väčšie množstvo zrážok, nižší výpar a potenciálne väčšie zdroje na infiltráciu. Výskyt kolektorov s priaznivejšími vlastnosťami na akumuláciu podzemnej vody (podrvené a rozpukané vulkanické horniny, priepustnejšie vulkanoklastické horniny s pórovou priepustnosťou, triasové karbonáty, priepustnejšie sedimenty kvartéru i sedimentárneho neogénu) a ich vhodná geomorfologická pozícia môže pôsobiť ako drén a sústrediť podzemné vody z rozsiahlejšieho územia budovaného vulkanickými horninami.

Podľa geologickej stavby môžeme na území vyčleniť niekoľko hydrogeologických celkov s odlišnými hydrofyzikálnymi vlastnosťami horninového prostredia, i režimom a chemizmom podzemných vôd. A to :

– hydrogeologický celok predmezozoických útvarov s puklinovou priepustnosťou,

– hydrogeologický celok mezozoika s puklinovou a krasovo-puklinovou priepustnosťou,

– hydrogeologický celok neovulkanitov s puklinovou a medzizrnovou priepustnosťou,

– hydrogeologický celok neogénej výplne Zvolenskej kotliny s puklinovou a medzizrnovou priepustnosťou,

– hydrogeologický celok kvartérnych sedimentov s medzizrnovou priepustnosťou.

Hydrogeologický celok predmezozoických útvarov

Predmezozoické horniny veporika tvoria podložie pod vulkanickými horninami a vystupujú na povrch zväčša len na východnom a severnom okraji ma-

povaného územia. Zastúpené sú horninami kryštalinika (granitoidy, ruly, fylity) a mladším paleozoikom (bridlice, zlepence, droby, dacity) s puklinovou priepustnosťou. Obeh podzemnej vody je plytký, viazaný na pripovrchovú zónu rozvoľnenia a tektonicky porušenú časť masívu. Horninové prostredie je odvodňované v úrovni miestnej eróznej bázy do povrchových tokov, respektíve prestupom do okolitých priepustnejších sedimentov. Výdatnosť prameňov je nízka, pohybuje sa v hodnotách do 0,3 $l \cdot s^{-1}$ (len v ojedinelých prípadoch viac) a kolíše v závislosti od atmosférických zrážok. Granitoidy majú vlastnosti relatívne priaznivejšie na pohyb a akumuláciu podzemnej vody ako metamorfity. Zvodnenie horninového prostredia charakterizuje merný podzemný odtok podzemných vôd 3–6 $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ pre granitoidy i mladšie paleozoikum a 1,5–3 $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ pre metamorfity. Výdatnosť a počet prameňov v metamorfitoch sú nižšie. Podzemná voda má vadózny pôvod a hlavným mineralizačným procesom je hydrolytický rozklad silikátov. Podľa chemického zloženia podzemná voda kryštalinika je typu Ca–Mg–HCO_3 a Ca–Mg–SO_4–HCO_3. Celková mineralizácia je priemerne od 100 do 200 mg $\cdot l^{-1}$, pri hlbšom obehu je väčšia. Z hľadiska vodohospodárskeho odberu podzemnej vody horninové prostredie kryštalinika nepovažujeme za perspektívne.

Hydrogeologický celok mezozoika

Hydrogeologické pomery mezozoika sú odrazom zložitej tektonickej stavby a pestrosti horninového zloženia. Mezozoické horniny sú budované najmä obalom veporika a v severozápadnej časti územia i príkrovmi hronika a silicika. Obalová jednotka veporidného kryštalinika je zastúpená prevažne spodnotriasovými pieskovcami, bridlicami, kvarcitmi a menej karbonátmi stredného a vrchného triasu. Tento komplex lemuje severnú časť mapovaného územia a miestami sa ponára pod vulkanoklastiká Poľany. Celý pruh je rozlámaný na rad čiastkových krýh, ktoré sú voči sebe vzájomne posunuté vo vertikálnom i horizontálnom smere. Klúz et al. (1986) tu vyčlenil dve hydrogeologické štruktúry Ľubietová – Čačín a Hrochoť – Očová.

Hydrogeologicky najvýznamnejšiu časť štruktúry Ľubietová – Čačín tvorí synklinála Mojžišovho vrchu a územie severne od Čačína. Synklinálu Mojžišovho vrchu budujú dolomity stredného a vrchného triasu. Odvodňujú ju najmä pramene v doline Anderlová pri Osrblí so spoločnou priemernou výdatnosťou podľa SHMÚ 11,6 $l \cdot s^{-1}$ (extrémy 7,28–26,1 $l \cdot s^{-1}$). Na jz. časti sú dolomity Mojžišovho vrchu drénované banskými dielami s celkovou výdatnosťou cca 10 $l \cdot s^{-1}$ (Vrana et al., 1984). Územie severne od Čačína má veľmi zložitú geotektonickú stavbu a podieľajú sa na nej jednotky veporika, hronika a silicika. Najpriaznivejšie podmienky na infiltráciu povrchových vôd i na akumuláciu majú karbonáty stredného a vrchného triasu a pravdepodobne sú dotované i prestupom

podzemnej vody z neovulkanitov. Časť podzemných vôd sa zúčastňuje plytkého obehu podzemných vôd a na mapovanom území sú karbonáty odvodňované najmä prameňmi severne od Čačína podľa SHMÚ s priemernou výdatnosťou 53 l . s^{-1} (extrémy 41,8 až 91,6 l . s^{-1}). Klúz et al. (1986) uvádza, že v blízkosti Čačína sú vrty HČ-1 a HČ-2 s overenou výdatnosťou 20 l . s^{-1}, resp. 19 l . s^{-1}, ktoré slúžia ako zdroj pitnej vody pre Zvolen. Časť podzemnej vody zostupuje do hlbšieho obehu a podieľa sa na tvorbe minerálnych vôd.

Hydrogeologickú štruktúru Hrochoť – Očová tvorí kryha mezozoika v tvare nepravidelného štvoruholníka (8 km^2), prekrytá mladšími sedimentmi. Prevažne ju budujú epimetamorfované kvarcity. V oblasti hrochotského mlyna boli vrtnými prácami zachytené i karbonáty. Klúz et al. (1986) v štruktúre zdokumentovali 34,43 l . s^{-1} obyčajných podzemných vôd a 10 l . s^{-1} termálnych vôd (27,1 °C). Štruktúra je pravdepodobne dotovaná nepriamo z povrchového toku Hučavy a prestupom z mezozoických karbonátov z okolia Čačína.

Územie v severozápadnej časti medzi Vlkanovou a Dolnou Mičinou je budované najmä spodným triasom (pieskovce, bridlice) silicika a dolomitmi hronika. Karbonáty hronika vytvárajú priaznivé podmienky na infiltráciu a akumuláciu podzemnej vody. Hydrogeologická štruktúra leží väčšinou mimo mapovaného územia a v hodnotenom území v Peťovskej doline ju odvodňuje významný prameň Tri studne s priemernou výdatnosťou podľa SHMÚ 21,6 l . s^{-1} (extrémy 13,2–33,7 l . s^{-1}).

Horniny spodného triasu (bridlice, pieskovce, zlepence) majú menej vhodné podmienky na akumuláciu podzemnej vody, relatívne priaznivejšie hydrofyzikálne vlastnosti majú tektonicky podrvené kremité pieskovce a zlepence. Výdatnosť prameňov spodného triasu je nízka, zriedka dosahuje hodnoty 0,2 až 0,3 l . s^{-1} a merný podzemný odtok má hodnotu 3–6 l . s^{-1} . km^{-2}. Územie SV od Ľubietovej a medzi Ľubietovou a Ponikami sa intenzívne bansky využívalo, a preto je pravdepodobné, že pramene s väčšou výdatnosťou sú výtoky z banských diel.

Podzemná voda viazaná na horniny spodného triasu má podobný chemický charakter ako podzemné vody z kryštalinika. Výtoky z mladších banských diel majú pravdepodobne zvýšený obsah kovov. Základným procesom formovania podzemných vôd karbonátov je rozpúšťanie, čo podmieňuje výrazný Ca–Mg–HCO_3 typ chemizmu s celkovou mineralizáciou 300 až 500 mg . l^{-1}, s hĺbkou a dĺžkou obehu mineralizácia rastie. Z vodohospodárskeho hľadiska predstavujú karbonáty mezozoika významné zdroje podzemnej vody na zásobovanie pitnou vodou.

Hydrogeologický celok neovulkanitov

Podzemné vody neovulkanitov sú viazané na horninové prostredie neovulkanických komplexov a formácie Poľany. Zvodnenie horninového prostredia

neovulkanitov Poľany je veľmi rozdielne. Podzemné vody, ktoré cirkulujú v porušených andezitoch a majú svoje infiltračné oblasti vo vrcholových andezitoch (nad 1 000 m n. m.) vystupujú vo forme puklinovo-sutinových a puklinovo-vrstvových prameňov. Charakteristickým znakom týchto prameňov je väčší počet, pomerne veľká výdatnosť (od 0,2 do 10 l . s^{-1}) a veľký rozkyv výdatnosti (pohybuje sa v rozpätí od desatín litra po desiatky litrov). Časť podzemných vôd, ktoré prestupujú do hydrogeologických štruktúr v nižších nadmorských výškach (pod 1 000 m n. m.), vystupujú na povrch vo forme puklinových, sutinovopuklinových, resp. bariérových prameňov. Vo vulkanickom komplexe možno vyčleniť podzemné vody viazané na:

– puklinovo-medzizrnové prostredie skalného masívu zvýraznené vo vrchnej časti predovšetkým klimatickými činiteľmi,

– výrazné tektonické línie regionálneho charakteru, ktoré sú sprevádzané zónami so zvýšenou puklinovitosťou skalného masívu.

Na základe súčasných poznatkov môžeme vulkanické komplexy a formácie Poľany a Javoria charakterizovať takto:

Poľana		Javorie
formácia Šútovka	– člen Lvoze	formácia Rohy
	– člen Kurienec	
formácia Strelníky	– člen Bobrovo	
	– člen Bečov	
formácia Abčina	– člen Sebedín	
	– člen Hučava	
formácia Veľká Detva	– člen Šafraníčka	
	– člen Kopa	

Formácia Rohy plynule prechádza z pohoria Javoria do pohoria Poľany. Tvorí ju pestrý komplex lávových prúdov, dajok a extrúzií rôznych typov andezitov a ich autochtónnych a redeponovaných pyroklastík. Charakteristickým znakom formácie je malý počet prameňov s menšou výdatnosťou. Andezity sú charakteristické puklinovou priepustnosťou, vulkanoklastiká puklinovou a medzizrnovou priepustnosťou. Čerpacími skúškami bola v tejto formácii zdokumentovaná sumárna výdatnosť 19,5 l . s^{-1} (8 hydrogeologických vrtov, Klúz et al., 1986). Hydrogeologický význam tejto formácie spočíva vo využívaní jej podzemných vôd na lokálne zásobovanie menších spotrebiteľov (poľnohospodárske družstvá, osady).

Formácia Šútovka je tvorená dvoma členmi, a to členom Kurienec, ktorý buduje územie erozívnej kaldery, kde sú horniny propylitizované a členom Lvoze, ktorý buduje územie extrakalderovej zóny v severnej časti Poľany.

– *Člen Kurienec* tvoria lávové prúdy rozličných typov andezitov a propylitizované vulkanoklastiká. V tomto člene sa nachádza malý počet prameňov

(asi 23) s malou výdatnosťou. Hydrogeologický význam člena závisí od geologicko-tektonických pomerov a hrúbky andezitových prúdov, ktoré silne porušuje kalderový zlom a v oblasti eróznej bázy potoka Hučava sú skryte drénované (Klúz et al., 1986).

– *Člen Lvoze* tvoria lávové prúdy rozličných typov andezitov, epiklastiká a pyroklastiká. Plošne prevažujú vulkanoklastiká nad lávovými prúdmi, a preto možno tento člen chápať ako regionálny izolátor, v ktorom za kolektor môžeme považovať len pripovrchovú zónu (zónu rozpojenia a zvetrávania horninového masívu vulkanoklastík). Čerpacími skúškami sa v tomto člene zistili nasledujúce hydraulické parametre: Ľubietová PO-3, $T = 3{,}21 \cdot 10^{-7}$; Ľubietová HPO-1, $T = 9{,}08 \cdot 10^{-6}$ (Klúz et al., 1986).

– ***Formácia Strelníky*** je tvorená dvoma členmi, a to členom Bobrovo, ktorý buduje územie intrakalderovej zóny, kde sú všetky horniny hydrotermálne zmenené, a členom Bečov, ktorý buduje územie extrakalderovej zóny v severnej a južnej časti Poľany, ako aj územie Zvolenskej kotliny.

– *Člen Bobrovo* tvoria intruzívne prieniky a dajky ryodacitov, lávové prúdy rozličných typov andezitov, extrúzie ryodacitov a intrakalderové sedimenty. Celý člen podľahol hydrotermálnej premene, a preto bol čerpacou skúškou vo vrte PO-5 (v kalderovej zóne) zistený nízky koeficient prietočnosti: $T = 5{,}36 \cdot 10^{-6}\ m^2 \cdot s^{-1}$ (Klúz et al., 1986).

– *Člen Bečov* tvoria epiklastiká, pyroklastiká a redeponované pyroklastiká, uložené mimo kaldery. Tento komplex má priaznivejšie hydrogeologické vlastnosti, čo možno sledovať aj v doline potoka Hutná v Strelníkoch, kde je zachytený prameň Cudzenica s výdatnosťou 1,75–8,0 $l \cdot s^{-1}$ (údaje StVaK B. Bystrica, Vrana et al., 1984).

Formácia Abčina je tvorená dvoma členmi, a to členom Sebedín, ktorý predstavuje výplavový kužeľ tokov v údolí potoka Zolná a členom Hučava, ktorý buduje územie vulkanického svahu Poľany.

– *Člen Sebedín* tvoria epiklastiká a redeponované pyroklastiká v údolí potoka Zolná. Tento člen overil hydrogeologický vrt, HPO-4 (Sebedín) a získaná hodnota koeficientu prietočnosti $T = 2{,}6 \cdot 10^{-4}\ m^2 \cdot s^{-1}$ (Klúz et al., 1986). Zistené hodnoty svedčia o dobrom zvodnení tohto člena, ale údolím doliny, kde bol vrt HPO-4 situovaný, prechádza tektonická porucha, ktorá sústreďuje podzemné vody a pôsobí ako drén.

– *Člen Hučava* tvoria dajky a lávové prúdy rozličných typov andezitov, epiklastiká, pyroklastiká vulkanických explózií a redeponované pyroklastiká. V oblastiach, kde sú intenzívne porušené lávové prúdy andezitov a vulkanoklastík, vystupujú pramene s výdatnosťou 1–3 $l \cdot s^{-1}$ (napr. zachytený prameň Hutná $Q = 0{,}80–2{,}50\ l \cdot s^{-1}$). Na styku vulkanických konglomerátov brekcií člena Hučava s menej priepustnými vulkanoklastikami (popolové tufy, siltovcové tufy) člena Bečov vystupujú 4 skupiny prameňov pomenovaných Minca, ktoré

sú zachytené (údaje StVaK, B. Bystrica, Vrana et al., 1984), a to prameň Minca č.1 (Q = 0,0–3,0 l . s^{-1}), Minca č. 2 (0,08–2,1 l . s^{-1}), Minca č. 3 (0,08–1,36 l . s^{-1}) a Minca č. 4 (0,05–4,4 l . s^{-1}).

Formácia Veľka Detva je tvorená dvoma členmi, a to členom Šafraníčka, ktorý môžeme charakterizovať ako malé propylitizované diskordantné intrúzie v blízkosti a vo vnútri kaldery, a členom Kopa, ktorý lemuje kalderovú zónu v tvare podkovy.

– *Člen Šafraníčka* tvoria propylitizované diskordantné intrúzie dioritových porfýrov a rozličných typov andezitov, propylitizované konkordantné intrúzie – sily andezitov a extrúzie dacitu typu dóme flow. Kedže tento komplex je propylitizovaný a na mapovanom území zaberá veľmi malú plochu, nemôžeme očakávať jeho väčšie zvodnenie. Z hydrogeologického hľadiska je tento člen menej významný a môže mať iba funkciu bariéry.

– *Člen Kopa* tvoria lávové prúdy rozličných typov andezitov s hrúbkou okolo 350 m a lávové klastické brekcie, ktoré sa nachádzajú približne v nadmorských výškach 650 až 1 000 m n. m. Samotný člen sa nachádza na území, ktoré sa vyznačuje bohatou zrážkovou činnosťou, čo súvisí s väčším počtom relatívne výdatných prameňov (0,5 l . s^{-1}). Nachádza sa tu najvýdatnejší prameň č. 702 (Q: 11 l . s^{-1}, Klúz et al., 1986). Na tektonických poruchách sú založené kaňonovité údolia a korytá potokov. Priaznivé hydrogeologické pomery zlomových línií sa prejavujú skrytými prestupmi podzemných vôd do povrchových tokov v miestach vyústenia dolín do kotliny, teda v čele andezitových prúdov. Zlomové línie boli overené čerpacími skúškami vrtom PO-2 (Očová – Iviny: Q = 13 l . s^{-1} pri s = 29 m, q = 0,465 l . s^{-1} . m^{-1}, Klúz et al., 1986) a HPO-15 (Detva – Kalamárka: preliv na ústí vrtu Q = 6,04 l . s^{-1}; Q = 18,5 l . s^{-1} pri s = 17 m, Klúz et al., 1986).

Podzemné vody cirkulujúce v horninách neovulkanitov sú nízko- až stredne mineralizované (40–400 mg . l^{-1}), variabilita mineralizácie je však vysoká. Pre vrcholové oblasti Poľany sú charakteristické hodnoty okolo 60 mg . l^{-1}, chemický typ je pomerne nevýrazný Ca–(Mg)–HCO_3, pričom zložka Ca–SO_4 je nízko zastúpená. Vo vrtoch, ktoré overili podzemné vody hlbších obehov, je zložka Ca–SO_4 úplne eliminovaná a výrazne stúpa zastúpenie Na–HCO_3. Sírany sú v chemickom zložení výraznejšie zastúpené iba v prípadoch, keď vrty boli situované v zónach premenených hornín (Vrana et al.,1984).

Hydrogeologický celok neogénnej výplne Zvolenskej kotliny

Najvrchnejšie časti sedimentárneho neogénu a sčasti aj kvartéru sú tvorené fluviálno-jazernými sedimentmi zrnitostného zloženia, zahlinenými štrkopieskami a pieskami s pórovitou priepustnosťou a polohami ílov s funkciou izolátora. Hydrogeologická produktivita je nízka a závisí od hrúbky súvrstvia, od obsahu

hlinitej frakcie a ílov a od možnosti infiltrácie. Vrana et al. (1984) opisuje ich priaznivejšie vlastnosti v okolí Očovej, kde SMHÚ v rokoch 1978–1983 sledovali prameň „Na Tehelni" s priemernou výdatnosťou 2,2 l . s^{-1} (extrémy 1,46–3,14 l . s^{-1}). V blízkosti sa uskutočnil vrt HPO-5 (Očová letisko) s výdatnosťou 20 l . s^{-1} pri znížení 5,12 m. Klúz et al. (1986) uvádzajú, že ide o kolektor reprezentovaný piesčitými štrkmi s pórovou priepustnosťou, ktoré sa striedajú s mohutnými lavicami diageneticky spevnených tufitov s puklinovou priepustnosťou. Banskobystrické štrkové súvrstvie charakterizujú Böhm et al. (1993) s koeficientom filtrácie 5,26 . 10^{-5} m . s^{-1} a prietočnosťou 3,86 . 10^{-4} m^2 . s^{-1}.

V sedimentárnom neogéne sú z hydrogeologického hľadiska významnejšie aj polohy pieskov a štrkov v súvrství sladkovodných ílov, ktoré vytvárajú hydrogeologické kolektory. Štrky a piesky majú medzizrnovú priepustnosť a hladina podzemnej vody je napätá. Výdatnosť vrtov uvádzajú Vrana et al. (1984) od 0,01 až 5,0 l . s^{-1} a koeficient filtrácie medzi 10^{-5} až 10^{-7} m . s^{-1}.

Chemizmus podzemných vôd viazaných na sedimentárny neogén formujú zdrojové vody (zrážky a prestupy z mezozoika, vulkanitov i kvartéru), chemická aktivita hornín sedimentárneho neogénu, ako aj dĺžka kontaktu. Stupeň preskúmania hydrochemických vlastností sedimentárneho neogénu je nízky. Vrana et al. (1984) uvádzajú typ chemizmu Mg–Ca–HCO_3 z vrtu HV-49 (Vígľaš) s mineralizáciou 428 mg . l^{-1} pre uzavreté polohy štrkov a pieskov v íloch, a z plytkých vrtov (pliocén–pleistocén) typ Ca–(Mg)–HCO_3 s mineralizáciu 177 až 254 mg . l^{-1}. Z vodohospodárskeho hľadiska môže mať podzemná voda viazaná na sedimentárny neogén význam pri lokálnom využívaní.

Hydrogeologický celok kvartérnych sedimentov

Kvartérne sedimenty sú zastúpené proluviálnymi, fluviálnymi, proluviálno-fluviálnymi a deluviálnymi zeminami. Z hydrologického hľadiska majú najväčší význam fluviálne štrkopiesky koryta Hrona a jeho nižších terás, kde Böhm et al. (1993) uvádzajú priemernú hodnotu koeficientu filtrácie 4,85 . 10^{-4} m . s^{-1} a prietočnosť 1,51 . 10^{-4} m^2 . s^{-1}. Fluviálne štrkopiesky Slatiny a jej prítokov majú výrazne menej priaznivé podmienky na akumuláciu podzemnej vody v závislosti od ich hrúbky a obsahu hlinitej frakcie, ktorá je veľmi premenlivá. Hydrogeologická produktivita štrkopieskov vyšších terás je nízka a je podmienená možnosťou infiltrácie, ktorej zdrojom sú zväčša zrážky. Nivné hliny sú relatívne nepriepustné. Priaznivejšie podmienky na akumuláciu podzemnej vody majú proluviálno-fluviálne sedimenty Slatiny a Hučavy v okolí Očovej a Zvolenskej Slatiny, ktoré sú dopĺňané vodou z Hučavy (Klúz et al., 1986). Časť podzemnej vody z fluviálno-proluviálnych náplavov skryto prestupuje do sedimentárneho neogénu Slatinskej kotliny. Priepustnosť deluviálnych hlinito-kamenitých sutín je

väčšinou nízka a závisí od horninového podložia, z ktorého vznikli. Deluviálne hliny sú relatívne nepriepustné a pôsobia ako izolátor.

Chemizmus podzemnej vody kvartérnych sedimentov je podmienený litologickým zložením materskej horniny, dĺžkou obehu, miešaním vôd a sekundárnym znečistením. Chemické zloženie podzemných vôd proluviálnych, deluviálnych, terasových sedimentov i fluviálnych náplavov vrchných častí, potokov kopíruje zloženie podzemných vôd príslušných horninových celkov. Typickým príkladom zmiešaného genetického typu sú podzemné vody viazané na fluviálne sedimenty Hrona i spodného toku Slatiny a Zolnej. Mineralizácia podzemnej vody viazanej na kvartérne zeminy má vysokú variabilitu (100 až 700 mg . l^{-1}). Sekundárne znečistenie podzemnej vody kvartéru je najvyššie v blízkosti mestských aglomerácií a v okolí letiska pri Sliači, kde pôsobila Sovietska armáda. Mimo obcí spôsobuje sekundárne znečistenie najmä poľnohospodárska činnosť a laznícky spôsob osídlenia v južnej časti hodnoteného územia. Z hľadiska vodohospodárskeho využitia mali v minulosti väčší význam podzemné vody náplavov Hrona, dnes sú však silno znečistené. Na lokálne zásobovanie je možné využívať aj fluviálne náplavy Slatiny a jej väčších prítokov i fluviálno-proluviálne náplavy v okolí Očovej a Zvolenskej Slatiny. Kvalitu podzemnej vody viazanej na kvartérne sedimenty možno ľahko poškodiť a často je znehodnotená.

MINERÁLNE VODY

Minerálne vody na mapovanom území vystupujú asi na 18 lokalitách a z geologického hľadiska sú viazané na mezozoikum, neogénnu výplň Zvolenskej kotliny a neovulkanity Poľany, do ktorých sa po tektonických líniách z podložia pretláča CO_2. Pramene väčšinou vyvierajú v údoliach potokov, ktoré predstavujú erózne bázy terénu s najmenším hydrostatickým odporom voči výstupom vôd. Fyzikálne ide o studené uhličité vody s teplotami pohybujúcimi sa v rozpätí 8,0 až 23,2 °C. Chemicky ide o typy minerálnych vôd, ktoré môžeme rozdeliť na tri skupiny: I. skupina Ca–HCO_3, Ca –Mg–HCO_3, Ca–Na–HCO_3, Ca–Mg–Na–HCO_3; II. skupina Ca–Mg–SO_4–HCO_3, Ca–Na–SO_4–HCO_3, III. skupina Ca–Mg–HCO_3–SO_4, Ca–HCO_3–SO_4, typy vôd s mineralizáciou od 370–4 645 mg . l^{-1} a obsahom CO_2 406–2 300 mg . l^{-1}. Výnimku tvoria minerálne vody na Sliači, patriace k najteplejším kyselkám na skúmanom území. Minerálne vody vystupujú na styku pohronskej zlomovej línie smeru SSV–JJZ, ktorá je juhovýchodným tektonickým okrajom mohutnej depresie hronského synklinória a priečneho zlomového pásma jv.-sz. smeru. Najvýdatnejší zdroj minerálnej vody je Kúpeľný prameň (zachytený vrtom hlbokým 58,6 m), zachytávajúci minerálnu vodu v tektonicky porušených kremencoch na vyzdvihnutej okrajovej kryhe. Výdatnosť vrtu je 5,1–5, 3 l . s^{-1} a teplota vody 33,5 °C. Chemicky ide o Ca–Mg–SO_4–

–HCO_3 typ vody s celkovou mineralizáciou 3 940 mg . l^{-1} s obsahom CO_2 1 330 mg . l^{-1}. Ďalšie pramene vzdialené asi 300 m jz. od Kúpeľného prameňa boli zachytené vrtmi. Využívané sú pramene Adam (T = 22,7 °C), Lenkey (T = 23,2 °C), Bystrica (T = 22 °C) a Štefánik (T = 12 °C). Ich súhrnná výdatnosť je 0,3 l . s^{-1}. Minerálne vody týchto prameňov sú Ca– Mg–SO_4–HCO_3 typu a sú viazané na strednotriasové karbonáty veporika, ktoré ležia na sadrovcovonosnom súvrství spodného triasu. Ide o sulfátokarbonátogénne vody, ktorých hlavným mineralizačným procesom je rozpúšťanie sadrovca, kalcitu a dolomitu (Zakovič et al., 1982). Zakovič et al. (1982) predpokladajú infiltračnú oblasť týchto vôd na svahoch Nízkych Tatier. Za infiltračnú oblasť možno považovať aj severné časti Zvolenskej kotliny v oblasti Banská Bystrica – Kremnica a Banská Bystrica – Dolná Mičiná. Podobné minerálne vody ako na Sliači sa nachádzajú aj v Kováčovej, ktorá leží mimo mapovaného územia (M = 2 816,1 mg . l^{-1}, CO_2 = 696,7 mg . l^{-1}, T = 40,5 °C). Podľa Zakoviča et al. (1968) sú tieto vody v spojitosti s minerálnymi vodami na Sliači, čo znamená, že sú viazané na spoločnú hydrogeologickú štruktúru.

Tabuľka 32 Hydrochemické parametre minerálnych vôd na Sliači (P. Krahulec et al., 1977)

Názov prameňa	Kúpeľný prameň	Štefánik	Bystrica	Lenkey	Adam
M (mg . l^{-1})	3 940	633,4	3 358	3 391, 9	32 401,3
CO_2 (mg . l^{-1})	1 330	2 160	1 652	1 652,7	1 475
T (°C)	33,2	12	23,3	23,2	22,7
Q (l . s^{-1})	5	0,06	0,11	0,19	0,03
A_1 (mval %)	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
A_2 (mval %)	36,9	75,3	37,2	36,9	38,1
S_1 (mval %)	7,09	23,9	6,35	6,31	6,61
S_2 (mval %)	56	0,76	56,4	56,7	55,2

Voda prameňa Štefánik patrí k typu Ca–Mg–HCO_3 s výrazne nižšou mineralizáciou (500–600 mg . l^{-1}) a vysokým obsahom Fe^{2+} a CO_2. Vysoký obsah H_2SiO_4 (75,6–81,27 mg . l^{-1}) nasvedčuje, že obeh vody sa realizuje v horninovom prostredí neovulkanitov.

Obdobné chemické zloženie typu Ca–Mg–SO_4–HCO_3 majú aj vody na Borovej hore (pr. Jazero, Rosenauerov a Pitný), v Lukovom (Medokýš Kúty), v Zolnej (Medokýš v lese), vo Vlkanovej (Medokýš pri železničnej stanici, Medokýš pod horou, vrt VL-1), vo Veľkej Lúke (vrt P-19) a Badíne (mimo mapovaného územia), ktoré sú viazané na triasové karbonáty a kremence mezozoika.

V južnej časti Zvolenskej kotliny v meste Zvolen a jeho okolí, ale aj na severnom a východnom okraji Poľany je viac výverov studených uhličitých minerálnych vôd, ktoré sa nachádzajú v nasledujúcich lokalitách: Hronec BB-76 (čísla prameňov podľa Krahulca et al., 1977); Detva ZV-48, 49, 51; Lieskovec ZV-21, 22, 23; Lukavica ZV-25; Ľubietová BB-52; Očová ZV-31; Očovské Iviny ZV-47; Ponická Huta BB-62, 65; Vígľaš ZV-32, 34, 35, 76; Zolná ZV-26. Teplota vôd sa pohybuje v rozsahu 10,0–18,2 °C a obsah CO_2 od 710 do 2 375 mg . l^{-1}. Vody sú nízko až stredne mineralizované (370–4 219 mg . l^{-1}) a patria k silikátogénnym, resp. silikátokarbonátogénnym vodám týchto chemických typov: Ca–Mg–HCO_3–SO_4, Ca–Mg–HCO_3, Ca–Mg–Na–HCO_3, Ca–Na–HCO_3, Na–Mg–HCO_3 a Ca–HCO_3.

Časť minerálnych vôd, ktoré vystupujú na povrch v oblasti Zvolenskej kotliny sa viaže aj na oblasť Zvolenskej pahorkatiny. Najviac prameňov minerálnych vôd vystupuje medzi Čačínom, Čerínom a Dolnou Mičinou. V údolí potoka Zolná medzi Čačínom a Čerínom v jeho tesnej blízkosti na dne eróznej bázy vystupujú minerálne vody vo forme dvoch prameňov BB–22, 23. Vody sú typu Ca–Mg–HCO_3, studené (10–15 °C) s obsahom CO_2 1 350–1 700 mg . l^{-1} a s hodnotou celkovej mineralizácie 2 110– 2 722 mg . l^{-1}. Väčší z prameňov vyviera v pramenisku vo forme močiara na ľavej strane potoka (BB–22, Q = 1,3 l . s^{-1}), menší na pravej strane potoka nad obcou Čačín z travertínovej kopy (BB-23, Q = 0,53 l . s^{-1}). V rokoch 1971–74 sa realizoval vrt ČAM-1, ktorý zachytil krasové vody reiflinských vápencov a dolomitov veporika. Hlavný prítok sa zistil v hĺbke 86,4 m (voľný preliv 0,3 l . s^{-1} a teplotu 15,9 °C). Dlhodobá čerpacia skúška preukázala výdatnosť 3,7 l . s^{-1} pri znížení 7 m pod terén. Preukázala sa režimová závislosť výdatnosti vrtu od zrážok. Za infiltračnú oblasť sa považuje územie SV od obce Čačín, budované triasovými brekciami a bunečnatými dolomitmi (rauvaky) veporika.

Medzi Čerínom a Dolnou Mičinou vystupujú minerálne vody typu Ca–Mg–HCO_3 (8–10 prameňov) situované na ľavej strane nemenovaného potoka na lúke. Teplota vôd sa pohybuje od 10,1 do 12,6 °C, výdatnosť od 0,008 do 0,12 l . s^{-1}, obsah CO_2 od 835 do 1 975 mg . l^{-1} a mineralizácia od 1 460 do 4 645 mg . l^{-1}. Minerálna voda je rozptýlená v sedimentoch kvartéru a pliocénu a na niektorých miestach vyviera v sústredených prameňoch, prevažne z menších a väčších travertínových kôp. Výtery minerálej vody sa viažu na križovanie pozdĺžneho zlomu sv.-jz. smeru a priečneho zlomu sz.-jv. smeru, pričom v mieste pozdĺžneho zlomu sa vody presycujú CO_2.

Na jz. okraji prameniska, nad prameňom BB-27 sa uskutočnil vrt ČEM-1. V intervale 48–56 m boli navŕtané zlepence a tufity. Pri dosiahnutí hĺbky 56 m nastala mohutná erupcia minerálnej vody (výška vodného stĺpca dosahovala cca 25 m). Začiatočná výdatnosť erupcie sa odhadla na 300 l . s^{-1}. Po ôsmich dňoch

výdatnosť poklesla na 56 l . s^{-1}. Voda je typu Ca–Mg–HCO_3 s mineralizáciou 4 178,9 mg . l^{-1}, obsahom CO_2 1 116,7 mg . l^{-1} a teplotou 11 °C. Zakovič et al. (1982) za infiltračnú oblasť považujú triasové karbonáty silicika, ktoré vystupujú na povrch severne od Dolnej Mičinej. Vápence silicika sú silne skrasovatené, takže spolu s vrchnobádenskými zlepencami vytvárajú rozsiahlu nádrž uhličitých minerálnych vôd. Relatívne nepriepustný strop tejto nádrže vytvárajú bentonitizované tufity až bentonity. Po ich prevŕtaní sa uvoľnili statické zásoby vôd, silne presýtených CO_2, vo forme opísanej erupcie. Erupciou nebol ovplyvnený vrt ČAM-1, ale kúpeľný prameň na Sliači (vzdialený cca 8 km) reagoval poklesom výdatnosti na 4,5 l . s^{-1} (piaty deň po erupcii). Na základe dočasných opatrení IKaŽ MZ (10. 3. 1977) sa ďalšie hĺbenie vrtu zastavilo a vrt ČEM-1 bol zatampónovaný. Príčiny ovplyvnenia kúpeľov Sliač vrtom ČEM-1 a ich vzájomný vzťah sú komlikované a neobjasnené.

Minerálne vody vystupujúce medzi Čerínom a Dolnou Mičinou sú karbonátogénne vody typu Ca–Mg–HCO_3. Hodnota ich celkovej mineralizácie závisí od stupňa preplynenia obehových ciest. Rozhodujúcim mineralizačným procesom vzniku karbonátogénnych vôd je rozpúšťanie karbonátov, najmä kalcitu a dolomitu. Dôležitú úlohu pri tejto reakcii zohráva parciálny tlak CO_2.

PREHĽAD LOŽÍSK NERASTOV REGIÓNU

Rudné suroviny

Región nepatrí k oblastiam s významými ložiskami rudných surovín. Severná časť regiónu, na SV od Ľubietovej v oblasti Čiertaže, patrí k historickým ložiskovým lokalitám, ktorých zenit sa dosiahol v 19. storočí. Doterajšie práce, hlavne v období rokov 1975–1980 neposkytli dostatok pozitívnych informácií, ktoré by vyvolali intenzívnejšie geologicko-prieskumné práce. Druhou oblasťou s indíciami rudných surovín je centrálna zóna stratovulkánu Poľana. Informácie o rudných surovinách sú v polohe indícií a druhotných prejavov, dokumentujúcich hydrotermálny proces, spätý s intruzívnou aktivitou centrálnej zóny.

Fe a Cu rudy

Ľubietovsko-osrblianske rudné pole

Hlavným reprezentantom tohto rudného poľa je historické ložisko Podlipa (1), ktoré sa ťažilo predovšetkým v 17. a 18.storočí až do polovice 19. storočia. Ložisko predstavovalo niekoľko rudných telies, otvorených viacerými štôlňami. Rudné telesá vytvárali buď ložné telesá (smer V–Z s úklonmi 45–50° na S) alebo žilné štruktúry, orientované naprieč smeru ložných telies s úklonom na JV a SZ. Zo súhrnu poznatkov (Slavkay et al., 1990) je možné charakterizovať ložisko ako žilno-žilníkové sz.-jv. smeru, so strmým úklonom, hrubé až niekoľko desiatok metrov, s kremeňovo-Fe-dolomitovou výplňou s chalkopyritom, minerálmi tetraedritovo-tenantitovej skupiny, pyritom, vzácne s galenitom. Tetraedrit sa miestami vyznačuje až anomálnym obsahom Bi a prítomnosťou Au. Do hĺbky pravdepodobne pribúda tetraedrit na úkor chalkopyritu. Prevažná väčšina dobývaného zrudnenia je situovaná v drobách so zvýšeným obsahom živcov a prechádza do podložného kryštalinika (ortorúl). Podľa Hvožďaru (1967) ložisko sleduje hlavné tektonické štruktúry sv.-jz. smeru. Rudné štruktúry pokračujú pod sedimenty vulkanitov Poľany, kde bolo zmapované pokračovanie permských hornín. Hĺbkový dosah zrudnenia možno odvodiť iba z ojedinelých vrtných prác (Kamenický, 1967, Ilavský et al., 1978). Sporadické prejavy zrudnenia sú zaregistrované do hĺbky 1 032 m v kryštaliniku.

Podľa Bergfesta (1951) sa na ložiskových telesách rudného pola Podlipa vyťažilo v priebehu 500 rokov cca 25 000 t medi. Blaha (1979) na základe prác odhaduje prognózne zdroje Cu rúd na 4 696 000 t v kategórii P2 a 2 835 000 t prognóznych zdrojov kategórie P3. Bližšie parametre prognóznych zdrojov nie sú uvedené.

Severovýchodným smerom od ložiska **Podlipa** (1) sa nachádza ďalších šesť v minulosti dobývaných rudných revírov (Blaha, 1986, Blaha-Hauerová, 1989) a celý rad výskytov a indícií podobného typu zrudnenia (Slavkay, 1990) ako na ložisku Podlipa. Reprezentované sú lokalitami (2) **Brzáčka** (kremeňovo-barytovo-sulfidické zrudnenie), (3) **Brusno-Peklo** (kremeňovo-Fe-dolomitové zrudnenie s chalkopyritom a tetraedritom), (4) **Skalikov jarok, Valachovo** (impregnácie sfaleritu, galenitu, pyritu, chalkopyritu, antimonitu a tetraedritu), (5) **Čižina** (s kremeňovo-karbonátovými žilkami a výskytmi molybdenitu, chalkopyritu, arzenopyritu a realgáru v šlichoch), (6) **Svätoduška** (žily a šošovky so zrudnením Fe-dolomit, siderit, kremeň, tetraedrit so zvýšeným obsahom Ag, chalkopyritom, kobaltínom), (7) **Kolba** (žily a šošovky s Fe-dolomitom, sideritom, kremeňom, tetraedritom, chalkopyritom), (8) **Žliabky** (sideritové žily so spekularitom, chalkopyritom, pyritom, ankeritom, limonitom v granodioritových porfýroch), (9) **Osrblie–Hruškovo** s podobnými prejavmi zrudnenia ako na predchádzajúcej lokalite, (10) **Ľubietová–Jamešná** (tu sa okrem podobných sideritovo-sulfidických prejavov zrudnenia nachádzajú prejavy nízkotermálnej hydrotermálnej aktivity, prejavujúcej sa silicifikáciou dolomitu, s prítomnosťou opálu, chalcedónu, hyalitu a mastenca i silnej limonitizácie), (11) **Tri vody – Jeleňová – Osrblie** (výskyty mineralizácie v opalitizovaných dolomitoch a kremencoch so sideritom, chalkopyritom a pyritom. V súvislosti so silicifikáciou sa predpokladá možná prítomnosť zlata, ktorá sa zistila v šlichoch z oblasti Veľkej prostrednej).

Ponické rudné pole

Zasahuje do vyčleneného regiónu svojou východnou časťou výskytmi sideritovej formácie v kryštaliniku a perme ľubietovskej zóny a železorudnými výskytmi neistej genézy (Slavkay, 1990). Zastúpené sú lokalitami (12) **Driekyňa** (Cu mineralizácia v perme vo forme malachitu a azuritu s reliktmi tenantitu v pieskovcoch a bridliciach príkrovu Drienka, (13) **Holý vrch** (sideritovo-sulfidická mineralizácia s prítomnosťou oxidických Fe rúd, ktoré boli pravdepodobne predmetom intenzívnej ťažby v minulosti), (14) **Čierny diel** a (15) **Granátka** (výskyty sideritovo-kremeňových sulfidických žiliek v perme, s hematitom, chalkopyritom a pyritom) a (16) **Učovník** (Fe rudy – hematit/magnetit zastúpené oxidačnými produktmi limonitom a goethitom v aplitických ortorulách s polohami amfibolitov).

Mangánové rudy

Výskyty Mn mineralizácie (17) **Hriňová–Malčekova skala** sa viažu na rudné telesá a nepravidelné žilky v komplexe neogénnych vulkanických brekcií

tufov, ktoré ležia na biotitických granodioritoch – tonalitoch sihlianskeho typu. Zrudnenie je vyvinuté cca 4 km zsz. od Hriňovej, v piatich žilách do hrúbky 0,4 m, žilníkoch a impregnáciách. Zrudnenie lokálne zatláča tmel vulkanických brekcií, telesá nemajú ostré ohraničenie. Hlavnými minerálmi sú psilomelán, manganit, pyroluzit, limonit a goethit. Výskyt sa overoval v r. 1953 až 1954 (Ivanov, 1953, 1974, 1979). Orientačne boli vypočítané zásoby Mn rudy kategórie C2 28610 t s obsahom Mn 41,8–55,7 %, Fe 0,8–8,7 %, Co 0,07–0,22 %, SiO_2 1,8–12,6 %, CaO 0,1–3,8 %, P_2O_5 0,06–0,33 %. Údaje o ťažbe nie sú známe, výskyt nemá ekonomický význam.

Polymetalická žilníkovo-impregnačná mineralizácia

Indície tohto typu zrudnenia boli overené vrtnými prácami D-8, D-9, PO-1 v priestore hydrotermálneho centra (18) **Šafraníčka** (Dublan, 1981, Onačila et al., 1985). Indície majú vzťah k malým intrúziám dioritových porfýrov. Vrtom D-9 boli zaznamenané geochemické indície zrudnenia s maximálnym odsakom Cu 1 400 ppm, Pb 360 ppm, Zn 475 ppm, Ag 2,7g/t. Vo vrte D-8 Koděra (1978) zistil epidotovo-karbonátovo-kremeňovú mineralizáciu, kremeňovo-polymetalickú mineralizáciu a kremeňovo-síranovú mineralizáciu. Vo vrte PO-1 sa potvrdila prítomnosť hydrotermálnej aktivity zistením pomerne rozsiahlej minerálnej asociácie minerálov magmatického štádia, neskoromagmatického štádia a hydrotermálneho štádia, v rámci ktorého boli identifikované pyrit, pyrotín, chalkopyrit, sfalerit, markazit, bizmutín, rýdzi bizmut, siderit, kalcit, dolomit, sadrovec, anhydrit. Maximum sulfidickej mineralizácie sa viaže na premenené zóny argilitov a sekundárnych kvarcitov. Celkový charakter uvedených prejavov mineralizácie je indičný a dokumentuje prítomnosť paleohydrotermálneho centra.

Nerudné suroviny

Nerudné suroviny predterciérneho podložia

Stavebný kameň a drvené kamenivo

V rámci regiónu sú významné štyri lomy (Slavkay, 1995) – (19) **Hriňová – Nad priehradou** (stavebný kameň – biotitický granodiorit na výstavbu hrádzí, na drvinu do betónov a na štrkové filtre), (20) **Valaská – Pod Zákľukami** (stavebný kameň – granit typu Hrončok na stavbu hrádze vodnej nádrže. Zásoby vypočítané na ploche 300 x 320 m v kategórii sú C2 4 194 645 m^3) a (21) **Hriňová – Periská** (stavebný kameň – biotitický granodiorit až tonalit typu Sihla, vhodný aj na náročné využitie. Technologické vlastnosti má analogické ako výskyt

20), (22) **Lieskovec** (sv. od obce Lieskovec sa v malom lome ťažili granitoidné horniny – biotitické granodiority, nevýrazne hybridné, slabo porfyrické).

Kremeň pre sklársku výrobu

(23) **Podkriváň** – kremeň vhodný na výrobu čistého kremenného skla je vyvinutý vo forme šošoviek umiestnených v mylonitizovaných pásmach hybridných granitoidov. Kremeň je hrubozrnný, stlačený, číry. Nachádza sa na troch malých výskytoch (Slavkay, 1995) v okolí Podkriváňa. Kremeň sa ťažil a využíval sa v blízkych sklárňach. Kvalita SiO_2 sa pohybuje v rozmedzí 98,56–97,98 %. Časť šošoviek je už vyťažená. (24) **Kriváň – Korytárky** je druhý výskyt kremeňa vhodného na výrobu číreho skla v rámci regiónu. Šošovky kremeňa majú smer SV–JZ, dĺžku 25 m, hrúbku 4,9 m, hĺbku 20 m a sú vyvinuté v hybridných granitoidoch, lokálne porfyrických. Vypočítané zásoby v kategórii C2 sú 888 t 97,44 % SiO_2. (25) **Mýtna** – kvalitatívne podobná kremeňová sklárska surovina, príp. kremeň vhodný na výrobu keramiky. Kvalita kolíše podľa výskytu v jednotlivých šošovkách. V roku 1993 evidované zásoby v kategórii C2 boli 68 kt. (Slavkay, 1995).

Nerudné suroviny vulkanitov

Stavebný kameň a drvené kamenivo

Je najrozšírenejšou surovinou. Využíva sa predovšetkým pri stavbe lokálnych komunikácií, ako kameň do muriva a na výrobu drveného kameniva do betónu. Ťažia sa najmä extruzívne andezitové telesá a hrubšie lávové prúdy. Lomy majú väčšinou malé rozmery. Prevažne sú to perspektívne výskyty stavebného kameňa, ťažené len príležitostne. Amfibolicko-pyroxenický andezit (formácia Rohy) sa ťaží v lokalite (26) **Pstruša – Rohy**. V minulosti sa ťažil v malých lomoch pri osade (27) pod kótou **Kostolná, Perina** a (28) **Podhájno**, na lokalite (29) **Švošť** v dvoch lomoch a pod kótou **Mních** (30) a nad **Svitkovcami** (31), sv. od obce Kriváň. V biotiticko-hyperstenickom plagioklasovom ryodacite (formácia Strelníky) je malý lom v. od **Kysliniek** (32). Augiticko-hyperstenický andezit (formácia Veľká Detva) sa ťažil v lome na lokalite **Nad Dudášom** (33) a **Žarikov** (34).

Bentonity

V Slatinskej kotline leží prognózna oblasť medzi obcami **Zvolenská Slatina – Očová – Pstruša** (35). Overil ju Pulec (1966) vrtom P-6. Polohy bentonitov ležia v hĺbke 358–428 m a 471–476 m. Miestami dosahujú hrúbku až 50 m. V prog-

nóznych kategóriách sú zásoby okolo 150 mil. ton. Ložisko je pre nepriaznivé úložné pomery (hĺbka) neperspektívne.

Ložisko **Hučava** (36) sa nachádza v doline Hučavy, j. od Hrochote (Poláškoá,1964). Bentonity sú produktom premeny psamiticko-pelitických tufov, tufitov a diatomických tufitov (formácia Strelníky). Tvorí ich montmorillonit (70 %), sporadicky halloyzit a kaolinit. Medzi polohami bentonitov sú vložky slabšie premenených polôh pyroklastík a piesčitých polôh hrúbky 3–11 m. Bentonity dosahujú hrúbky 4–37 m. Technologickými vlastnosťami zodpovedajú zlievarenským bentonitom I. a II. triedy. Zásoby suroviny v kategórii C1 sú 10 685 030 t, v kategórii P2 predstavujú 5 110 354 t (Horváth, 1969).

Íly

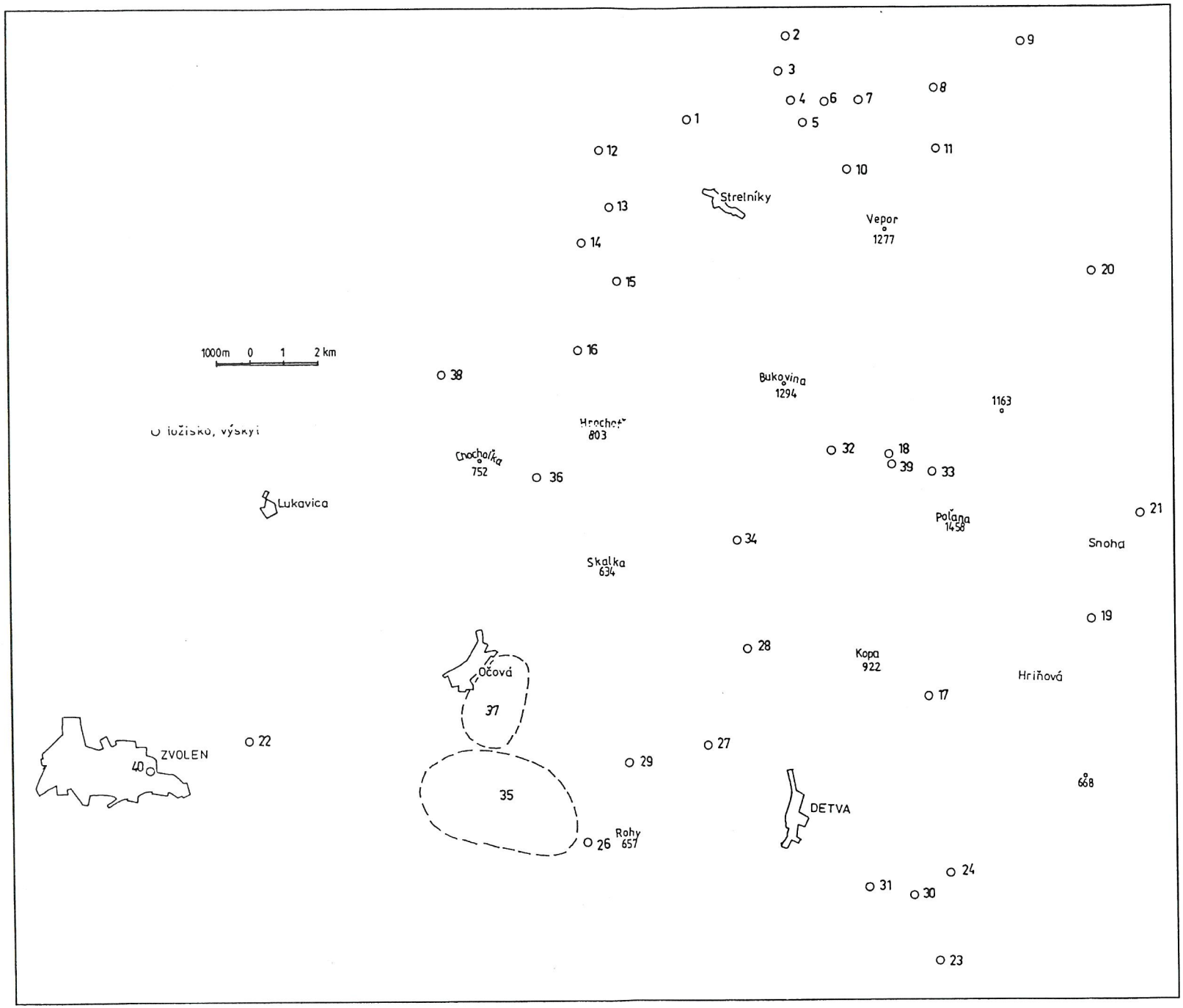
Očová – Holcov dvor – Želobudza (37) je lokalita s ílovito-piesčitým súvrstvím. Íly tvorí kaolinit a montmorillonit s malým obsahom halloyzitu. V hlbších polohách prevláda montmorillonit nad kaolinitom (Pulec, 1982). Hrúbka ílových polôh je 16–27 m, so skrývkou hrubou 3–8 m. Íly majú využitie ako ľahko taviteľný komponent a na výrobu kameniny. Prognózne zásoby v kategórii P sú odhadnuté na 7 326 360 t (Linkešová,1971).

Diatomity

Vrchnosarmatské ložisko sa nachádza 1,5 km na JV od obce **Dúbravica** (38). Hrúbka diatomitov dosahuje 3–17 m. Nadložie tvoria hliny s nevhodnou surovinou s hrúbkou 0,3–9,0 m. Surovina je vhodná na výrobu nosičov katalyzátorov, v chemickom priemysle, ako vysušovací, filtračný a izolačný materál a plnidlo do pást (BAKO, 1958, 1960). Zásoby suroviny kategórie A-B-C1 sú 1 276 kt, v kategórii C2 predstavujú 2 333 kt (Ťapák, 1989).

Pyrofylit a metasomatity

V priestore hydrotermálnej štruktúry **Šafraníčka** (39) zaberá povrchový výskyt intenzívne premenených hornín asi 0,1 km. Výskyt bol overený vrtom PO-1 (Onačila et al., 1985) ako vyhľadávacie kritérium rudnej mineralizácie. Detailným mineralogickým výskumom (Marková, 1984) bolo v metasomatitoch na základe minerálnych asociácií určené zonálne usporiadanie premenených hornín. Vo forme žiliek a hľuziek sú v poréznych sekundárnych kvarcitoch monominerálne zóny kaolinitu, pyrofylitu, zunyitu a topásu. Určené sú dva surovinové typy: kaolinitovo-pyrofylitový a topásovo-zunyitový (Onačila a Kozáč, 1989). Na základe technologických skúšok a z hľadiska ČSN 72 6005 sa hodnotili ako šamotové a mulitovo-šamotové suroviny a netradičné Al suroviny. Zásoby netradičnej Al



Obr. 30 Mapa ložísk nerastných surovín (D. Onačila, E. Žáková, 1997)

suroviny v kategórii P2 sú 700 kt a kaolinitovo-pyrofylitového a zunyitovo-topásového metasomatitu tiež 700 kt (Štohl et al., 1989).

Tehliarske suroviny

Hlinisko (40) sa nachádza asi 2 km vjv. od centra Zvolena. Ťaženou surovinou sú kvartérne íly s rozličným zastúpením piesčitej zložky. Ílovú frakciu tvorí halloyzit a illit,v spodnej časti montmorillonit. Dosahujú hrúbku 8–25 m. Íly sú vhodné na výrobu pálených tehál a tenkostenných výrobkov. Bilančné zásoby v kategórii B sú 558 000 m^3, v kategórii C1 predstavujú 69 000 m^3. Bilančné zásoby viazané v kategórii B sú 69 000 m^3, v kategórii C1 dosahujú 11 000 m^3 Linkešová (1971).

Prehľadná mapa ložísk je uvedená na obr. 30.

CHARAKTERISTIKA GEOFAKTOROV ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA

Štúdium geologických faktorov životného prostredia formou zostavovania máp v zmysle metodickej príručky (Motlitba et al., 1991) nebolo súčasťou geologického mapovania. Na mape sú znázornené napríklad minerálne pramene, významné lokality zosuvov, staré banské diela, územia hydrotermálne premenených hornín, tektonické poruchy atď. a predstavujú iniciálny materiál pre budúcu detailnú analýzu geofaktorov a pre inžinierskogeologickú rajonizáciu.

Doterajšie zásahy do biotickej i abiotickej zložky životného prostredia na území reprezentovanom na tejto mape mali prevažne negatívny vplyv. Výsledkom exploatácie prírodných zdrojov v záujme rozvoja hospodárstva a sociálnej sféry je súčasný stav prírody. Istou aktivitou zacielenou na ochranu prírody bolo zriadenie národných prírodných rezervácií a chránených prírodných výtvorov. V iných prípadoch, ako je napríklad ochranné pásmo kúpeľov Sliač a Kováčová, nejde priamo o snahu po revitalizácii, ale iba o ochranu kúpeľov.

Životné prostredie je priestor, v ktorom pôsobenie všetkých vonkajších I vnútorných činiteľov umožňuje živým zložkám v tomto priestore žiť, harmonicky sa vyvíjať a rozmnožovať.

Z prírodného prostredia venujeme pozornosť len geologickým faktorom, ako je tektonika, litológia, geomorfológia, rozmiestnenie zón hydrotermálne premenených hornín, hydrogeologické aspekty, banícka činnosť, gravitačné svahové procesy, distribúcia vodných tokov a pod.

Tieto faktory budú zohľadnené len z pozície geologickej mapy, pretože nepoznáme doteraz žiadny projekt, ktorý by komplexne kvantifikoval všetky interakcie.

Geofaktorálna charakteristika územia veľmi jasne vyplýva z pestrej geologickej stavby, geomorfológie a tektoniky. Tento vplyv je základný, pôsobí na podstatu a požiadavky všetkých ostatných zložiek životného prostredia.

Predloženú geologickú mapu v kombinácii s archívnym materiálom považujeme za vhodný podklad na zostavovanie mapy inžinierskogeologického rajónovania a geofaktorov životného prostredia.

Z analýzy kvartérnych, terciérnych a predterciérnych komplexov vyplýva možnosť vyčleniť množstvo inžinierskogeologických rajónov a máp geologických faktorov. Aj pri zbežnej analýze je nápadná korelácia predpokladaných rajónov s litologicko-stratigrafickými a geomorfologickými údajmi geologickej mapy. V oblasti kvartéru a pliocénu môžu byť vyčlenené rajóny jazerných a riečno-jazerných sedimentov, náplavov nížinných tokov, náplavov horských tokov, proluviálnych kužeľov, deluviálnych sedimentov atď., ktoré sú vyvinuté vo Zvolenskej kotline.

Na území budovanom vulkanickými horninami môže byť ako príklad uvedený napr. rajón efuzívnych hornín – člen Kopa a rajón pyroklastických hornín:

a) andezitových aglomerátov až konglomerátových brekcií – člen Hučava,

b) andezitových epiklastických pieskovcov až konglomerátov – člen Sebedín, ryodacitových tufov – člen Bečov, hydrotermálne premenených ryodacitových hornín – člen Bobrovo, propylitizovaných andezitov a vulkanoklastík – člen Kurienec a člen Kopa. Na predterciérnych útvaroch sú to rajóny: metamorfovaných hornín, magmatických intruzívnych hornín – kryštalinikum, vápencovo-dolomitických hornín – mezozoikum, pieskovcovo-zlepencových hornín – perm a mnohé iné.

Na mapovanom území v hraniciach geomorfologickej regionalizácie Slovenska môžeme rozlíšiť niekoľko pomerne homogénnych celkov. Z nich podstatný význam má Poľana a Zvolenská kotlina, budované neovulkanitmi.

Každý z týchto geomorfologických celkov má individuálnu geologickú štruktúru a reliéf, na ktorý sa viažu také osobitosti, ako je distribúcia riečnej siete, osídlenia, prameňov, štruktúry pôdneho krytu, dopravnej siete, klimatických stupňov, náchylnosť na svahové deformovanie, odolnosť proti zvetrávaniu atď.

Poľana s čiastkovými celkami Vysoká Poľana, Kyslinky a Detvianske predhorie predstavujú prostredie horského typu s veľkou členitosťou reliéfu, ktorý môžeme korelovať s erodovanými svahmi stratovulkánu, teda s jeho centrálnou a prechodnou vulkanickou zónou.

Vysoká Poľana s najvyššou kótou 1 457,7 m n. m. má výrazne horský ráz. Maximálne prevýšenie proti Slatinskej kotline je asi 1 000 m. Preto v rámci Slovenského stredohoria má najväčšiu výšku i relatívne prevýšenie nad eróznou bázou. Vysokú Poľanu budujú lávové prúdy pôvodného svahu vulkánu. Lávové prúdy andezitov stekali na všetky strany vulkánu, ale hlavná akumulácia prebehla južným smerom do Detvianskej kotliny. Do svahov Vysokej Poľany sú hlboko zarezané miestami až kaňonovité údolia s nevyrovnanou spádovou krivkou.

Južne od kóty Poľana, v zárezе doliny je na lávovom prúde vodopád Bystré. Mimo zarezaných dolín reliéf tvoria široké ploché hrebene radiálne klesajúce na obvod. Severný svah budujú len ojedinelé relikty prúdov. Svahy tvorí hlavne stratovulkanický komplex vulkanoklastík člena Hučava, v podloží s ryodacitovými klastikami komplexu Bečov.

Na južnom svahu v okolí kóty Kopa je celý rad skalných stien a kulís rozmiestnených stupňovite nad sebou. Sú to vlastne jednotlivé lávové prúdy vypreparované eróziou.

Zaujímavý je prírodný výtvor Melichova skala, ktorá je zvyškom lávového prúdu bizarne vystupujúceho nad okolitou krajinou.

Vrcholové časti Vysokej Poľany majú podkovovitý priebeh, čím vytvárajú amfiteátrový uzáver – erozívnu kalderu. Tento typ reliéfu je z odborného i krajinotvorného hľadiska unikátnym na celom Slovensku. Je to vnútorne dynamická kotlovina s priemerom 6 km a obvodom asi 20 km. Zapadným smerom je

otvorená a odvodňovaná Hučavou v Hrochotskej doline zarezanou do svahu vulkánu do hĺbky 400 m. Relatívny výškový rozdiel bázy kaldery je asi 650 m.

Takmer celé územie kaldery je hydrotermálne premenené s indíciami zrudnenia. V čase vulkanickej aktivity tu vystupovali hydrotermálne roztoky a emanácie, ktoré vyvolali intenzívnu hydrotermálnu premenu hornín.

V kaldere sa už dlhý čas ťaží veľké množstvo dreva. Preto sa tu vyskytujú horské lúky, ktoré sa môžu využívať aj ako pastvinárska základňa. Horské lúky s množstvom rázovitých senníkov majú veľkú estetickú a pravdepodobne aj botanickú hodnotu.

Oblasť Vysokej Poľany je možné využiť najmä na náučnú turistiku.

Vysoká Poľana si do súčasnosti zachovala pokojný ráz krajiny podstatne neovplyvnenej masovou turistikou. Najmä vo vrcholových partiách sa prejavuje divoký a pralesovitý charakter porastu, kombinovaný skalnými stenami, bralami a prudkými svahmi.

Riečna sieť má dvojaký charakter. Excentrický radiálny systém, ktorý odvodňuje svahy vulkánu Vysokej Poľany je chudobný na vodu a na pramene. Zrážkové vody rýchle stekajú po údoliach a svahoch a len menšia časť sa dostáva do podzemnej cirkulácie. Druhý systém je centrálne radiálny v erozívnej kaldere Kyslinky. Tieto vody môžu byť čiastočne primárne kontaminované niektorými kovmi z hydrotermálne premenených hornín.

Územie Vysokej Poľany a Kysliniek nepatrí k územiam náchylným na zosuvy. Avšak na strmých svahoch sa pozoruje oddeľovanie skalných brál a stĺpov z andezitových lávových prúdov a ich pomalý pohyb po svahu, buď v rámci svahových pohybov delúvií, alebo aj samostatne, čo spôsobuje ich akumuláciu a rozpad na množstvo "kamenných morí". Nepremenené andezity sú veľmi odolné proti zvetrávaniu, ale v územiach hydrotermálnych premien je ich zvetrávanie rýchle, a niekedy v dôsledku rozpadu metastabilného pyritu ešte akcelerované premenou na argility. Tento rozpad predstavuje finálne štádium fyzikálno-chemickej degradácie mechanických vlastností pôvodných hornín. Vysoký stupeň odolnosti hornín je nepriamo úmerný citlivosti na eróziu. Tento fakt výborne manifestuje súčasné geomorfologické štádium Poľany a Zvolenskej kotliny.

Časť stratovulkánu patriaca najmä Vysokej Poľane a Kyslinkám reprezentuje výnimočný prírodný výtvor. Je esteticky jedinečný a má odbornú geologickú a geomorfologickú hodnotu. Jeho jedinečnosť sa narastajúcimi geologickými poznatkami ďalej potvrdzuje a rozširuje.

Vysokú Poľanu môžeme považovať za územie s prirodzenou regeneračnou schopnosťou. Treba ju v celom rozsahu zachovať ako chránenú krajinnú oblasť.

Práve na tomto území sú evidované všetky chránené prírodné výtvory na mapovanom území – Melichova skala, Kalamárka, Bátovský balvan a Jánošíkova skala i niekoľko malých prírodných rezervácií, ako je Poľana, Ľubietovský Vepor a Hrončekovský grúň.

Detvianske predhorie tvorí západný priľahlý oblúk okolo Vysokej Poľany. Budujú ho prevažne klastické vulkanické horniny, ktoré vystupujú z podložia lávových prúdov. Táto oblasť je osídlená veľmi nepravidelne. Jednotlivé usadlosti – lazy – využívajú rozľahlé lúky na svahoch len málo. Zatiaľ čo ploché hrebene sa poľnohospodársky zhodnocujú na pestovanie jednoročných plodín. Táto časť územia je rázovitá, perspektívne využiteľná na agroturistiku.

Zvolenská kotlina znázornená na mape zaberá väčšiu časť mapovaného územia. Zastúpené sú tu takmer všetky čiastkové geomorfologické jednotky zaradené do Zvolenskej kotliny.

Detvianska kotlina sa nachádza vo východnej časti územia medzi Detvianskym predhorím a Ostrôžkom (sú mimo mapy).

Na východe hraničí so Sihlianskou planinou. Z geologického hľadiska ju tvoria biotitické tonality a granodiority sihlianskeho typu, menej porfyrické granodiority až granity, ktoré smerom na západ, v Detvianskej kotline sú zakryté vulkanitmi. Územie medzi Kriváňom, Hriňovou a Podkriváňom nie je zalesnené. Reliéf je pomerne dynamický, podľa relatívnych výškových rozdielov môžeme tento typ reliéfu zaradiť medzi nižšie vrchoviny. Tú časť, ktorá je na mape, odvodňuje rieka Slatina. Prevýšenie nad miestnou eróznou bázou je maximálne 180 m. Územie je tu osídlené formou izolovaných hospodárskych usadlostí – lazov.

Detvianska kotlina predstavuje relikt starej eróznej plošiny, teraz zmladenej plytkými údoliami, tiahnucimi sa viac-menej rovnobežne južným smerom do údolia Slatiny. Pôvodnú plošinu, ktorej relikty nachádzame na plochých chrbtoch, ukláňajúcich sa na juh, budujú neovulkanické horniny, relikty andezitových konglomerátových brekcií, v podloží s ryodacitovými tufmi a epiklastikami. Na chrbtoch sa realizuje poľnohospodárska činnosť. Detviansku kotlinu vymedzujú obce Kriváň – Detva – osada Skliarovo – Hriňová – Kriváň. Nadmorská výška vrcholov sa pohybuje medzi 451–650 m.

Na západ kotlina hraničí s dynamickejším vrchovinovým reliéfom Rohy, s maximálnym prevýšením 307 m medzi Slatinou (350 m) a kótou Rohy (657 m). Toto miniatúrne územie budujú hlavne extruzívne andezitové dómy, tufy, klastiká a andezitové prúdy. V centre sa vyskytujú intenzívne propylitizované horniny s mierne zvýšeným obsahom kovov. Nachádzajú sa tu aj závody Podpolianskych strojární. Na v. svahu Ježovej nad Detvou je činný andezitový lom. K pohoriu na západe prilieha Slatinská kotlina. Kotlina má vyvinutý pomerne hrubý kvartérny plášť, pod ktorým sú pliocénne piesčité štrky, piesky až íly. V ich podloží je mohutná, viac ako 600 m hrubá výplň vígľašskej depresie so silne propylitizovanými horninami, ktoré môžu negatívne vplývať na kvalitu vôd hlbšej cirkulácie. Územie sa využíva predovšetkým na poľnohospodárske účely.

Zvolenskú pahorkatinu až po Sliačsku kotlinu budujú miestami až 10 m hrubé kvartérne sedimenty, v ich podloží sa na mnohých miestach vyskytujú pliocénne štrky. Nižšie sú epiklastické andezitové pieskovce člena Sebedín a na svahoch

zvažujúcich sa do Sliačskej kotliny sú zastúpené ryodacitové tufy, miestami až ílovce. Táto časť územia, najmä medzi Veľkou Lúkou a Borovou Horou, je náchylná na zosuvy a výmolovú eróziu. Na niekoľkých miestach sa zistili staré zosuvové telesá malých rozmerov. Toto zosuvové územie je podstatne menej aktívne ako veľmi známe a aktívnejšie územie v okolí Ľubietovej. Sliačsku kotlinu buduje aluviálna niva Hrona. Predstavuje záplavové územie, miestami s mokraďami a kyslou pôdou. Preto sa využíva na poľnohospodárske účely len selektívne. Hydrogeologický potenciál sa študoval takmer na celom území a prezentoval v nových hydrogeologických prácach (pozri kapitolu o hydrogeológii, najkomplexnejšie však Kluz, 1986).

Významná je prítomnosť mnohých prameňov minerálnych vôd rôznej kvality, najmä v okolí kúpeľov Sliač, Zvolena, Čerína, Čačína, Detvy a inde.

Severná časť mapy zachytáva niekoľko geomorfologických celkov, ako je Ponická vrchovina, Povraznícka brázda, Čierťaž, Balocké vrchy a na východe Sihlianska planina. Tieto celky majú prevažne horský ráz s veľmi riedkym osídlením. Na všetkých týchto územiach sa vyskytujú opustené staré banské práce. Sem patrí Ponické rudné pole a Ľubietovsko-osrblianske pole. Istým spôsobom môžu vplývať aj na kvalitu podzemných a povrchových vôd (porovnaj kapitolu o nerastných surovinách). Okrem týchto rudných polí vyskytujú sa aj nerudné suroviny, ako je stavebný kameň, bentonity, íly, diatomity, tehliarske suroviny a iné.

Geologická mapa Poľany predstavuje jeden z dôležitých podkladov na zostavenie mnohoúčelovej mapy významných geologických faktorov, ktorá umožní optimálne využívanie geologickej zložky krajiny.

VÝZNAMNÉ GEOLOGICKÉ LOKALITY

1. Travertíny na Sliači a okolí

Na miestach súčasných alebo niekdajších výverov minerálnych vôd v areáli kúpeľov a okolia sa zistil výskyt travertínov a penovcov. Travertíny sú často kavernózne, menej celistvé, svetlosivej farby.

2. Travertíny na Borovej Hore a okolí s. od Zvolena

Na tejto lokalite je situácia podobná ako na Sliači. Veľké teleso travertínu sa vyskytuje aj na svahu sv. od Borovej Hory, asi 1 000 m nad dvorom Ležiak. Travertín sa vytvoril na svahu, preto má tvar dosky veľkosti 5 x 100 x 2 000 m. Upadá v smere sklonu svahu do Sliačskej kotliny. Má brekciovitú štruktúru a sivohnedú farbu. Uložený je na tufoch a siltovcoch člena Bečov.

3. Vlkanová, lom v pliocénnych štrkoch

Lom je založený v najviac poklesnutom bloku pliocénu, zloženom z piesčitých až hlinitých štrkov. Obliaky sú tvorené hlavne kremencami, kremeňmi, zriedkavejšie kryštalickými bridlicami.

4. Veľký očovský náplavový kužeľ

Pri vyústení Hučavy z Hrochotskej doliny do Slatinskej kotliny je akumulovaný veľký náplavový kužeľ. Ide o slabo vytriedený štrkovitohlinitý sediment. Veľkosť obliakov je veľmi variabilná (10–75 cm). Zložené sú z andezitov pochádzajúcich zo svahov Hrochotskej doliny. V nadloží opisovaného kužeľa je vyvinutý vyšší kužeľ malých rozmerov. Kužele sa zreteľne prejavujú v reliéfe terénu.

5. Lahar – Zolná

Severne od obce Zolná, asi 1 km nad cigánskou kolóniou, vo svahu sú odkryvy laharu vo forme prerušovaných skalných stien s celkovou dĺžkou asi 100 m a výškou do 7 m. Lahar je pozoruhodný tým, že v spodnej časti obsahuje veľké množstvo valcovitých dutín po vyvetraných koreňoch a konároch opalizovaných stromov – brestov (Chovanec, 1991). Lahar považujeme za pozoruhodný prírodný výtvor, ktorý vznikol pred 12,7 mil. rokov na hranici spodného a stredného sarmatu (Dublan, 1993).

6. Lávové prúdy v okolí Chrapkovej a Kalamárky (chránený prírodný výtvor, 1977)

Približne 4 km od severného okraja Detvy je kóta 808,3 Kalamárka, Močelná skala, Dolná a Horná Chrapková. Čarovnú prírodnú krásu tohto okolia využívajú miestni obyvatelia a turisti.

Lokalita reprezentuje relikty lávových prúdov augiticko-hyperstenického andezitu s akcesorickým olivínom. Skalné steny výšky 10–20 m s typickou subhorizontálnou a horizontálnou laminációu, zakončené plochými chrbtami, vytvárajú dojem izolovaných refúgií.

7. Lávové prúdy kóty Kopa

Severovýchodne, asi 4 km od Detvy, v okolí kóty 922, 2 Kopa, je množstvo skalných stien, brál a skalných kulís lávových prúdov augiticko-hyperstenických andezitov s doskovitou laminációu. Niektoré bralá a steny majú výšku asi 30 m. Z ich vrcholov je krásny výhľad na Javorie a Detviansku kotlinu.

8. Melichova skala (chránená prírodná pamiatka, 1964)

Nachádza sa vo vzdialenosti asi 1 km od kóty Kopa. Predstavuje relikt andezitového prúdu, ktorý v podobe steny až bradla prečnieva nad okolitý reliéf o 10 až 15 m.

9. Vodopád Bystré (chránený prírodný výtvor, 1982)

Vo vzdialenosti 1 350 m na JV od kóty 1 367,0 Predná Poľana, na vrstevnici 975 m sú skalné steny výšky 20–40 m, ktoré pokračujú na obidve strany údolia. Malý potok, vyvierajúci pod kótou 1 457, 7 Poľana (vo výške asi 1 300 m) dosahuje úroveň skalných stien lávového prúdu a vytvára vodopád Bystré, s výškou asi 15 m. Lávový prúd je typický doskovitou laminációu. Zložením patrí medzi hyperstenické andezity s augitom a amfibolom. Vodopád je prístupný turistickým chodníkom od chaty Poľana.

10. Lávový prúd kóty 1 277 Vepor a kóty 1 254,6 Hrb (národná prírodná rezervácia, 1967)

Je to relikt prúdu s dĺžkou 2 km. Uklonený je na sever pod uhlom menším ako 5°. Vypĺňa erozívny zárez v paleoreliéfe. Terajší relikt prúdu s maximálnou hrúbkou asi 150 m je pozoruhodný množstvom skalných stien s doskovitou laminációu. Ich zloženie zodpovedá augiticko-hyperstenickému andezitu.

11. Okolie kóty 1 457,7 Poľana (národná prírodná rezervácia, 1963–1972)

Kóta Poľana je najvyšším bodom v rámci vulkanitov Slovenska. Zároveň je najvyšším zachovaným bodom svahu vulkánu Poľana. V súčasnom erozívnom zreze sa nachádza na hranici erozívnej kaldery a vonkajšieho svahu vulkánu. V okolí vrcholu a na svahoch je množstvo skalných stien lávových prúdov augiticko-hyperstenických andezitov. Lávové prúdy majú popri doskovitej laminácii aj veľkostĺpcovitú odlučnosť. Jednotlivé stĺpy priemeru 2–4 m sa postupne odlučujú od skalných stien a zosúvajú po svahu. Takáto stĺpcovitá odlučnosť sa zistila pri väčšine prúdov vulkánu Poľana.

12. Kyslinky, centrálna intrúzia

Nad hájovňou Polianka sv. od Kysliniek je kameňolom založený v apofýze centrálnej intrúzie. Intrúziu s prierezom 500 x 750 m tvorí propylitizovaný augiticko-hyperstenický dioritový porfýr, zaradený do člena Šafraníčka. Intrúzia a jej okolie bolo skúmané vrtom D-9.

13. Jánošíkova skala (chránený prírodný výtvor, 1964)

Približne 6 km na západ od Kysliniek, na severnom svahu Hrochotskej doliny je skalná stena výšky 20–50 m. Hornina je hrubý až blokový andezitový aglomerát s tufovitým matrixom. V spodnej časti steny je pomerne rozľahlá jaskyňa, teraz už čiastočne zasypaná. V minulosti bola obývaná. Medzi úlomkami hornín v sutine sa našli črepy tmavosivých primitívnych keramických predmetov.

14. Lieskovská hrasť

Severovýchodne od Zvolena vystupujú na povrch najvyššie časti elevačnej štruktúry predvulkanického podložia, ktorá je predĺžená v smere SZ–JV a obmedzená sústavov zlomov.

Na povrchu sa vyskytujú spodnotriasové kremene, pod kótou Hrádok nad štátnou cestou v kameňolome je odkrytý biotitický granodiorit. V záreze cesty južne od obce Lukové a na svahu kóty 390,2 Na hrb sa zistili horniny, ktoré Vozár s. l. považuje za ekvivalent horizontu Harnobis – ryolity a ich vulkanoklastiká permského veku. Tieto horniny Krist (1960) opisuje ako kremité porfýry a porfyroidy. Sú to horniny svetlo- až tmavosivej farby s porfyrickými výrastlicami živcov a korodovaných kremeňov s mikrogranitickou základnou hmotou. Ako porfyroidy sú opisované bridličnaté horniny s blastoporfyrickou až porfyroblastickou štruktúrou a lepidoblastickou základnou hmotou.

15. Kameňolom Žiareč

Približne 1 300 m na sever od obce Hrochoť, na jz. úpätí kóty 606,4 Žiareč je v ramsauských dolomitoch (skýt) malý opustený kameňolom. V ich nadloží sa pozoruje kontakt s ryodacitovými tufmi, ktoré bezprostredne prekrývajú dolomity. Tie patria členu Bečov s vekom 13,03 mil. rokov. Nepravidelný povrch dolomitov je plášťovito prekrytý napadanými tufmi.

16. Ložisko Podlipa

Patrí do ľubietovsko-osrblianskeho rudného poľa. Považuje sa za žilníkové, hrubé až niekoľko desiatok metrov. Výplň žíl tvorí kremeň, Fe dolomit s chalkopyritom, tetraedritovo-tenantitovými minerálmi, pyritom, ojedinele galenitom. Žily sú vyvinuté v permských živcových a arkózových drobách a pokračujú aj do podložného komplexu ortorúl.

Ložisko sa ťažilo hlavne v 17. a 18. storočí. Zostali po ňom haldy a niekoľko štôlní.

ZÁVER

Vysvetlivky a geologická mapa sú najkomplexnejším súhrnom doterajších poznatkov o geologickej stavbe, stratigrafii, litológii a tektonike, ktoré sa získali v priebehu geologického mapovania v mierke 1 : 25 000. Týkajú sa predovšetkým neovulkanitov, pliocénu, kvartéru, permu a časti kryštalinika. Ostatné územie sa prevzalo zo starších máp po reambulácii rozličnými autormi. Tieto územia sa recentne mapujú na účely geologických máp susedných regiónov v mierke 1 : 50 000.

Geologická stavba stratovulkánu Poľana spolu s výbežkom stratovulkánu Javorie predstavuje hlavný cieľ mapy a spolu s kvartérom ponúka najnovšie doteraz nepublikované výsledky výskumu. Z nich za najdôležitejšie považujeme:

1. reinterpretáciu niektorých dôležitých vrtov;
2. výsledky rádiometrického datovania, ktoré v kombinácii s paleomagnetickým výskumom umožnili stanoviť novú, presnejšiu chronostratigrafickú pozíciu formácií a odvodiť vek ich hraníc; zostavenie mapy paleomagnetických polarít (Dublan, 1993a);
3. zmapovanie jednotlivých vulkanických telies, ich priestorové a stratigrafické zaradenie do vulkanických formácií a členov;
4. v centre Poľany dokázanú prítomnosť sarmatskej pochovanej kaldery Bobrovo, s veľkosťou asi 4 x 5 km;
5. v jej podloží zistenie poklesnutej časti vulkánu Šútovka;
6. pomocou vrtov a mapovania potvrdenie ryodacitovej výplne kaldery Bobrovo, kde sa nachádzajú horniny intrakalderových erupcií – freatické a frea-

tomagmatické tufy a s nimi spojené relikty nasypaných kužeľov a pravdepodobne aj maarov, efúzie lávových prúdov, extrúzie vulkanických dómov a brekcií, prieniky intruzívno-explozívnych dajok, hydrotermálna aktivita atď.;

7. definovanie troch základných vulkanicko-štruktúrnych jednotiek, z ktorých sa skladá stratovulkán Poľana (spodná, stredná a vrchná stavba), vek ich hraníc, priestorové rozšírenie a petrografické zloženie;

8. vyslovenie predpokladu, že vulkanotektonická depresia Javorie, vígľašská depresia a depresia Poľany majú izometrickú rectangulárnu formu pochovaných kaldier, v ktorých prebiehala hydrotermálna a intruzívna aktivita s indíciami zrudnenia;

9. v časti vulkánu Javorie na našom území najnovšie definovanie vulkanických dómov, hlavne typu flowing dome, endogenous dome a cryptodome, ich petrografického zloženia, veku a priestorovej distribúcie;

10. vo výskume kryštalinika na území regiónu určenie genézy ortorúl. Pozornosť sa venovala aj tektonickému zaradeniu kryštalinických komplexov v pôvodnej hercýnskej stavbe;

11. veľmi podrobné a systematické spracovanie kvartéru Zvolenskej kotliny. Predovšetkým fluviálne a proluviálne akumulácie terás a náplavových kužeľov Hrona, Slatiny, Zolnej a Hučavy. Terasové akumulácie sú definované v súlade so syntetickým panónsko-karpatským terasovým systémom. V regióne sa zistilo a zdokumentovalo minimálne 8–9 pleistocénnych štrkových terasových akumulácií a terás Hrona, ktoré majú vo väčšine terás analógie aj v terasách Slatiny, Zolnej a Hučavy.

Pri ďalšom výskume odporúčame odobrať vzorky na rádiometrické datovanie metódou stôp po delení uránu (podľa metodiky Repčoka) z hornín formácie Šútovka a Abčina, prípadne aj z ostatných formácií, aby sa presnejšie definovali chronostratigrafické vzťahy medzi formáciami, ako aj medzi Javorím a Poľanou.

Z hľadiska korelácie produktov permského magmatizmu bude v budúcnosti potrebné ich geochemicko-mineralogické porovnávacie štúdium a rádiometrické datovanie.

Pre ložiskový prieskum je nevyhnutné prehodnotiť perspektívnosť kaldery Bobrovo vo vzťahu k novým, tu prezentovaným výsledkom.

Územie v okolí elevácie Rohy a erozívnej kaldery Kyslinky odporúčame zmapovať v mierke 1 : 10 000.

Niektoré výdatné a kvalitné minerálne pramene môžu miestne samosprávy využiť ako doplnkový zdroj prostriedkov na miestny verejný rozvoj.

Andrusov, D., 1938: Geologie Slovenska, Praha.
Andrusov, D., 1942: Zpráva o geologickom výskume okolia Sliačskych kúpeľov. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Andrusov, D., 1943: Geológia a výskyty nerastných surovín Slovenska. Slov. vlastiveda, I, Bratislava, 1–79.
Andrusov, D., 1950: Skameneliny karpatských druhohôr I. Práce Št. geol. Úst., Bratislava.
Andrusov, D., 1954: O veku výplne Turčianskej kotliny a o vývine pliocénu na strednom Slovensku. Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 5, 1–4, 255–269.
Andrusov, D., 1960: Úvahy o alpsko-karpatskej vrásovo príkrovnej sústave. Geol. Zbor. (Bratislava), 11, 2, 161–178.
Andrusov, D., 1973: Cretaceous-Paleogene of the West Carpathians Mts. Guide to Excur. E; X. Congr. of Carpatho-Balkan Geol. Assoc. Vyd. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 3–78.
Bagdasarjan, G. P., Dublan, L., Konečný, V. a Planderová, E., 1977: Príspevok ku stratigrafickej pozícii stratovulkánov Javoria a Poľany. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 68.
Bagdasaryan, G. P., Gukasyan, R. Kh. a Cambel, B., 1986: Rb-Sr izochronnyj vozrast granitoidov veporskogo plutona. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 37, 3, 365–374.
Bako, 1958: Výpočet zásob diatomitu v Dúbravici v kategórii C_2. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Bárta, R. a Husák, Ľ., 1974: Výskum minerálnych vôd v Pohorní. Manuskript – archív Geofyziky, Bratislava.
Bárta, R., Husák, Ľ. a Stanko, M., 1977: Geofyzikálny výskum minerálnych vôd v Pohroní. Záverečná správa. Manuskript – archív Geofyziky, Bratislava.
Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. a Zanettin, B., 1986: A chemical classification of volcanic rock based on the total alkali-silica diagram. Journal of Petrology, Oxford, 27, 745–750.
Bergfest, A., 1951: Baníctvo v Ľubietovej na medenú rudu. Manuskript – ústredný banský archív, Banská Štiavnica.
Bezák, V., 1994: Návrh nového členenia kryštalinika Západných Karpát na základe rekonštrukcie hercýnskej tektonickej stavby. Miner. slov. (Bratislava), 26, 1–6.
Bezák,V. a Hraško, Ľ., 1992: Základné geologické členenie granitoidov západnej časti Slovenského rudohoria. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 95, 25–31.
Bibiková, E. V., Korikovsky, S. P., Putiš, M., Broska, I., Goltzman, Y. V. a Arakeliants, M. M., 1990: U-Pb, Rb-Sr a K-Ar dating of Sihla tonalites of the Vepor pluton (Western Carpathians Mts.). Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 41, 427–436.
Biely, A., 1963: Beitrag zur Kenntnis der inneren Baues der Choč-Einheit. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 28, 69–78.
Biely, A., 1964: Über die „Veporiden". Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 15, 2, Bratislava, 263–266.
Biely, A., 1979: O tektonických jednotkách v podloží treťohôr Vtáčnika a Kremnických vrchov. Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 5, 103–118.

Biely, A., Bystrický, J. a Fusán, O., 1968: De l'appartenance des nappes des Karpates occidentales. 23. Inter. Geol. Carpath. Prag, 1968 (Praha, 3, 87–92.

Biely, A. a Fusán, O., 1965: Die Beziehung der zentralkarpatischen Decken zu der Čertovica und Lubeník–Margecany–Linie – Carpatho-Balkan Geol. Assoc., VII. Congres, Sofia, Reports, part I. Section of Geotectonics.

Biely, A. a Fusán, O., 1967: Zum Problem der Wurzelzonen der subtatrischen Decken. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 42, 51–64.

Blaha, M., 1979: Geologická stavba a minerální paragenese ložiska Podlipa u Lubietové a jeho srovnání s ložiskem Špania dolina – Piesky, Dipl. práca, PF UJEP Brno.

Blaha, M., 1986: Projekt geologicko-prieskumných prác Ľubietová-Kolba. VP. Manuskript – archív SNV.

Blaha, M. a Hamerová, J., 1989: Ľubietová-Kolba, OP záverečná správa geologického prieskumu. Manuskript – archív, GO Banská Bystrica.

Böhm, V., Škvarka, L. a Melioris, L, 1993: Hydrogeologická mapa Zvolenskej kotliny. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Broska, I. a Petrík, I., 1993a: Tonalit typu Sihla sensu lato: variský plagioklasovo-biotitický magmatit I-typu v Západných Karpatoch. Miner. slov. (Bratislava), 25, 1, 23–28.

Broska, I. a Petrík, I., 1993b: Magmatické enklávy vo variských granitoidoch Západných Karpát. Miner. slov. (Bratislava), 25, 2, 104–108.

Broska, I., Vozár, J., Uher, P. a Jakabská, K., 1993: Typológia zirkónu z permských ryolitov – dacitov a ich pyroklastík. In: M. Rakús, J. Vozár (ed.) Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát, 151–158.

Bystrický, J., 1964: Stratigrafia a vývin rias série Drienka. Spr. o geol. Výsk. v roku 1963, Bratislava, 94–96.

Bystrický, J., 1965: Übersicht der Stratigraphie und Entwicklung der Trias in der Westkarpathen. VII. Congr. Carpatho-Balkan Geol. Assoc. Sofia, 1965, Reports (Sofia), 2, 1, 31–36.

Cambel, B., Ščerbak, N. P., Kamenickij, L., Bartnickij, E. N. a Veselskij, J., 1977: Nekotoryje svedenija po geochronologii kristalinikuma Zapad. Karpat na osnove dannych po U-Th-Pb metoda. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 28, 2, 243–259.

Cambel,B. a Walzel, E., 1982: Chemical analyses of granitoids of the Western Carpathians. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 33, 5, 573–600.

Cibuľka, Ľ., 1973a: Čačín II. Doplnkový hydrogeologický prieskum pre vodovod Čačín – Detva. Záver. správa. Vodné zdroje, Prešov.

Cibuľka, Ľ., 1973b: Očová – vyhodnotenie hlbokého hydrogeologického vrtu HSK-1. Záver. správa. Vodné zdroje, Prešov.

Cibuľka, Ľ., 1973c: Zolná II. – doplnkový hydrogeologický prieskum na trase vodovodu Čačín – Detva. Záver. správa. Vodné zdroje, Prešov.

Čepek, P., 1970: To the facies characterization of the neritic and bothyal sedimentation of Alpine – Carpathian geosyncline. Rozpravy ČSAV, Řada Mat. přír. Věd (Praha), 80, 5, 78.

Čepek, P., Bystrický, J., Candra, J., Fajst, M., Jaroš, J., Láznička, P., Losert, J., Pacltová, B., Smolíková, L., Šilar, J., 1966: Vysvětlivky k listu 1 : 50 000 Slovenská Ľupča (M-34-111-D). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Čilík, I., Mudráková, M., Čilík, R., Makuša, M. a Plško, S. 1984: Záverečná správa Čierny Balog W-Au. Manuskript – archív Geofondu Bratislava.
Dosedla, L., 1954: Dětva. Přírodní poměry (geologie a morfologie). Geograf. čas., VI, 1–2.
Dublan, L., 1976: Stavba ryodacitového komplexu Poľany. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Dublan, L., 1981: Geologická stavba a petrografia neovulkanitov Poľany (kandidátska dizertačná práca). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Dublan, L., 1993a: Chronostratigrafia polygénneho stratovulkánu Poľana. Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 17, 75–120.
Dublan, L., 1993b: Lahar Zolná – príklad katastrofickej udalosti v strednom sarmate. Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 17, 51–73.
Dublan, L., Biely, A., Dovina, V., Halouzka, R., Miko, O. a Onačila, 1991: Vysvetlivky k listu geologickej mapy 1 : 25 000, 36-322 Očová. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Dublan, L., Halouzka, R., Dovina, V. a Štohl, J., 1981: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 36-411 (Poľana). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Dublan, L., Konečný, V., Lexa, Biely, A., Miko, O., Halouzka, R. a Pulec, M., 1979: Geologická stavba ochranného rajónu kúpeľov Sliač v mierke 1 : 25 000. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Dublan, L., Miko, O., Halouzka, R., Karolusová, E., Štohl, J. a Dovina, V., 1979: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Poľana. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Dublan, L., Miko, O., Škvarka, L. a Planderová, E., 1978: Štruktúrny vrt D-8 (Poľana). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Dublan, L., Vozár, J., Miko, O., Biely, A., Štohl, J., Halouzka, R. a Dovina, V., 1980: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Strelníky (36-233). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Enami, M. H. a Michel, R., 1982: Les Volcans Dômeens du Néogene de la Région de Qom (Iran Central). Essai de Classification de l'Activité Volcanique Dômeenne. Bull. Volcanol, 45–4, 1982.
Franko, O., Zakovič, M. a Bodiš, D., 1982: Minerálne vody Zvolenskej pahorkatiny. Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol. (Bratislava), 4.
Fusán, O., Biely, A., Obrmajer, J., Plančár, J. a Rozložník, L., 1987: Podložie terciéru vnútorných Západných Karpát. Vyd. Geol. Úst. D. Štúra, 123.
Fusán, O., Ibrmajer, J., Plančár, J., Slávik, J. a Smíšek, M., 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. Zbor. geol. Vied Západ. Karpát, 15.
Fusán, O., Kuthan, M., Ďuratný, S., Plančár, J. a Zbořil, L., 1969: Geologická stavba podložia stredoslovenských neovulkanitov. Zbor. geol. Vied Západ. Karpát, 10.
Gill, J., 1981: Orogenic andesites and plate tectonics. Springer-Verlag, Berlin, 390.
Gnojek, I. a Dědáček, K., 1977: Technická zpráva o leteckém geofyzikálním průzkumu středoslovenských neovulkanitů prováděném v 2. pololetí r. 1976 a v roce 1977. Geofyzika, Brno, Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Grenár, A. a Kotásek, J., 1956: Výskyt křemitých porfýrů ve werfénu chočského příkrovu na SSV od Poník. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 8.

Gross, P., Köhler, E., Haško, J., Halouzka, R., Mello, J., Nagy, A., Kováč, P., Filo, I., Havrila, M., Maglay, J., Salaj, J., Franko, O., Zakovič, M., Pospíšil,L., Bystrická, H., Samuel, O. a Snopková, P., 1993: Geológia južnej a východnej Oravy. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 319.

Halmešová, S., 1978a: Geofyzikálny prieskum Slatinskej kotliny (I. etapa). Hydrogeologický prieskum. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Halmešová, S., 1978b: Geofyzikálny prieskum Slatinskej kotliny (II. etapa). Hydrogeologický prieskum (oblasť medzi Zolnou, Slatinou, južne od Pstruše, Dúbravami a Očovou). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Halmešová, S., 1979: Geofyzikálny prieskum Slatinskej kotliny (III. etapa). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Halouzka, R., 1986: Z nových poznatkov o stratigrafii kvartéru terasových náplavov riek Západných Karpát (stredné Pohronie, Orava a Turiec). Region. geol. Západ. Karpát, Spr. o geol. Výsk. (Bratislava), 21, 167–175.

Halouzka, R., 1992: Dating report about Quaternary latest volcanic activity in Czecho-Slovakia (basalts near Nová Baňa-Brehy) and survey of the others Slovakian Quaternary basalts. Lecture (June 17th, 1992). Internat. Symp. on Time, Frequency and Dating in Geomorphology (STIFDIG), Tatran. Lomnica/Stará Lesná, 1992 (Organizer: Inst. of Geogr. of the Slov. Acad. of Sciences, Bratislava). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Halouzka, R., Horniš, J., Pristaš, J. a Maglay, J., 1955: 5, Czech-Slovakian Traverse (section in Slovakia). In: W. Schírmer (ed.) et al.: Quaternary fieldtrips in Central Europe, vol. 1 (Regional field trips). INQUA XIV. Internat. Congress 1995, Berlin. Verlag Dr. Friedrich Pfeil (München), 1995, 598.

Halouzka, R. a Minaříková, D., 1977: Stratigraphic correlation of Pleistocene deposits of the river Danube in the Vienna and Komárno Basins. Sbor. geol. Věd, Ř. A. (Praha), 11, 7–55.

Hančinová, J., 1972: Vzťah fyzikálnych a petrografických vlastností niektorých vulkanických hornín oblasti Poľany, diplomová práca. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Határ, J. a Greguš, J., 1989: Typológia zirkónu granitoidných hornín veporského plutónu. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 89, 159–173.

Hók, J. a Hraško, L., 1990: Deformačná analýza západnej časti pohorelskej línie. Miner. slov. (Bratislava), 22, 69–80.

Horváth, I., 1969: Nové ložisko kvalitného bentonitu na strednom Slovensku, lokalita Hrochoť. Konf. o využití bentonitov v stavebníctve a geolog. inžinierstve. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Hotra, I., 1974: Vyhodnotenie prieskumného hydrogeologického vrtu HČ-11 Čačín, okr. Zvolen. Záver. správa. Vodné zdroje, Prešov.

Hovorka, D., 1960: Príspevok k petrografii veporidných granitoidov. Acta Geol. Geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 4, 255–262.

Hovorka, D. a Spišiak, J., 1983: REE geochemistry and petrological model for the genezis of Variscan granitoids in the West Carpathians. Miner. slov. (Bratislava), 15, 2, 97–116.

Hraško, L., Klinec, A., Miko, O., Beňuška, P., Dovina, V., Stankovič, J., Modlitba, I., Planderová, E., Šucha, P., Hók, J., Vozárová, A., Dublan, L., Konečný, V. a Lexa, J.,

1987: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 36-234 (Brezno-4). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Husák, Ľ., 1977: Regionálny výskum fyzikálnych vlastností hornín. (Hustoty hornín v oblasti stredoslovenských neovulkanitov.) Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Husák, Ľ., 1982: Regionálny výskum fyzikálnych vlastností hornín (Rádioaktivita hornín.) Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Husák, Ľ., Marušiak, I. a Stránka, M., 1991: Petrofyzikálna charakteristika hornín a horninových komplexov v oblasti stredoslovenských neovulkanitov. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Húsenica, J., 1956: Geologické pomery Kysliniek v oblasti Poľany. Les. čas. SAV, II, 3, Bratislava.
Húsenica, J., 1958: Príspevok ku geologickej stavbe polygénnej sopky Poľany. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 49.
Húsenica, J., 1968: Geologicko-petrografické a petrochemické pomery hornín z oblasti Poľany. Zbor. Slov. ban. múzea IV, Banská Štiavnica.
Hvožďara, P., 1967: Komplexný geologický výskum predtriasových útvarov na liste Slovenská Ľupča. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Chovanec, D., 1991: Skameneliny vplyvom vulkánu Poľany. Vesmír, Academia, Vyd. ČSAV, Praha, 11.
Ibrmajer, J., 1961: Gravimetrická mapa ČSSR v mierke 1 : 200 000. Záverečná správa ÚGF Brno, za roky 1957–1960. Manuskript – archív Geofyziky, Brno.
Ilavský, J., 1978: Komplexné zhodnotenie vrtov LV-1, 2, 3, Ľubietová. Manuskript – archív GP SNV, GO Banská Bystrica.
Ivanov, M., 1953: Správa o geologickom výskume medzi Kriváňom a Detvou s ohľadom na výskyt mangánovej rudy. Manuskript – archív GS SR, Bratislava
Ivanov, M., 1975: Paragenetický a geochemický výskum mangánového zrudnenia medzi Detvou a Kriváňom. Čiastk. záver. správa za rok 1974. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Ivanov, M., 1979: Genéza mangánových rúd medzi Detvou a Hriňovou. Geol. Práce, Spr. (Bratislava). 73.
Jakál, J., Feranec, J., Harčár, J., Lacika, J. a Urbánek, J., 1992: Využitie radarových záznamov v geomorfológii. Miner. slov. (Bratislava), 24, 257–269.
Janák, M., Pitoňák, P. a Spišiak, J., 1996: Litológia, geochémia a metamorfóza kryštalinika Ľubietovskej zóny veporika. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Janík, S., Kanda, J., Halouzka, R., Drlička, R., Komora, J., Mezovský, F., Kostka, Z., Lexa, J. a Konečný, V., 1986: Hydromorfologický výskum slovenských Karpát – Hron. Atlas geofyzikálnych máp kvartéru a jeho podložia pozdĺž Hrona (M 1 : 5000). Časť 2. Stredný Hron. Vyd. VÚVH Bratislava (Geodézia, Žilina), Bratislava.
Jaroš, J., 1960: Geologická stavba území západně od Ľubietové. Acta univ. Car., Geol. (Praha), 2, 171–196.
Jaroš, J., 1962: Geologická stavba území mezi Ľubietovou, Medzibrodom a Brusnom na středním Slovensku. Acta Univ. Carol., Geol. (Bratislava), 3, 197–207.
Jaroš, J., 1965: Tektonický charakter krížňanskej jednotky v okolí Banskej Bystrice. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 35, 41–52.
Jaroš, J., 1971a: Tectonic Styles of the Homelands of Superficial Nappes. Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd (Praha), 81, 6, 3–59.

Jaroš, J., 1971b: Tektonické styly domovské oblasti krížňanského príkrovu. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 57, 137–141.

Jaroš, J., Bystrický, J., Čepek, P., Candra, J., Fajst, M., Láznička, P., Losert, J., Pacltová, B., Smolíková, L. a Šilar, J., 1966.: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 50 000, list Slovenská Ľupča a Banská Bystrica. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 1–293.

Jendraššák, E., 1977: Vyhodnotenie hydrogeologického prieskumného vrtu HS-1 na lokalite Sebedín. Záverečná správa. Vodné zdroje, Bratislava.

Kamenický, J., 1967a: Predmezozoické komplexy. In: Maheľ, M. et al. Regionální geologie ČSSR, Západ. Karpaty I. Academia Praha, 496 s.

Kamenický, J., 1967b: Záverečná správa o geologickom výskume kryštalinika na liste Slovenská Ľupča. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Kamenický, J., 1968: Záverečná správa o geologickom výskume kryštalinika na liste Slovenská Ľupča. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 102.

Kamenický, J., 1977: Der Geologische Bau der nordwestlichen Teiles der Vepor-Erzgebirges. Acta Geol. Geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 5–43.

Kamenický, J., 1982: Petrografia ortorúl a pararúl synkinematických migmatitov a ich diaftoritov v severozápadnej časti Veporského rudohoria. Miner. slov. (Bratislava), 14, 481–516.

Kantor, J., 1960: Kriedové a orogenetické procesy vo svetle geochronologického výskumu veporidného kryštalinika. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 19, 5–26.

Karolus, K., 1970: Chemizmus eruptívnych fáz slovenských neovulkanitov. Zbor. geol. vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 12.

Karolus, K., Karolusová, E. a Váňová, M., 1974: Komplexné spracovanie a vyhodnotenie štruktúrneho vrtu GK-8, Ostrá Lúka v Pliešovskej kotline. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Klinec, A., 1988: Základná geologická mapa 1 : 25 000, list 36-232 Brezno, Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Klúz, M., Galisová, M., Kazmuková, M., Drahoš, M. a Staneková, V. , 1986: Neovulkanity Poľany – hydrogeologický rajón V-083. Vyhľadávací hydrogeologický prieskum s ocenením zásob podzemných vôd, IGHP Žilina. Manuskript – archív INGEO Žilina.

Kolektív autorov, 1996: Hydrologická ročenka – Podzemné vody 1995, SHMÚ Bratislava. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Konečný, V., Bezák, V., Miko, O., Pristaš, J., Stolar, M. a Vranovská, A., 1990: Vysvetlivky k listu geol. mapy 1 : 25 000, Lovinobaňa 1 (34–431).

Konečný, V., Dublan, L., Pulec, M., Planderová, E., Škvarka, L., Štohl, J. a Šefara, J., 1975: Základný geologický výskum a mapovanie v mierke 1 : 25 000 na listoch Zvolenská Slatina a Detva. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Konečný, V. a Lexa, J., 1979: Štruktúrno-geologická schéma stredoslovenských neovulkanitov v mierke 1 : 100 000. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Konečný, V., Lexa, J. a Hojstričová, V., 1995: The Central Slovakia Neogene volcanic field: a review. Acta Vulcanologica (Bratislava), 7, 2, 63–78.

Konečný, V. Lexa, J., Planderová, E., 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska (Stratigraphy of the Central Slovakia Volcanic Field). Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 9, 1–203.

Konečný, V. Lexa, J., Mihaliková, A., Halouzka, R., Miko, O., Dovina, V., Šucha, P. a Planderová, E., 1983: Geologická mapa a Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 36-323 Zvolen (Zvolen 3). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Konečný, V., Lexa, J. a Šefara, J., 1978: Vzťah vulkanizmu k morfoštruktúram predvulkanického podložia. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Konečný, V., Mihaliková, A., Halouzka, R., Pulec, M., Miko, O., Dovina, V. a Planderová, E., 1982: Geologická mapa a Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 36-324 „Zvolenská Slatina" (Zvolen 4). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Konečný, V., Mihaliková, A., Halouzka, R., Škvarka, L., Stolár, M., Planderová, E., Panáček, A. a Šefara, J., 1986: Geologická mapa a Vysvetlivky ku geologická mape 1: 25 000, list 36-341 „Dobrá Niva" (Krupina 1). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Konečný, V., Miko, O., Straka, P. a Šefara, J., 1988: Geologická stavba morfoštruktúry podložia východnej časti neovulkanitov (Krupinská planina – Javorie) 1 : 100 000. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Konečný, V., Šefara, J. a Zbořil, J., 1973: Geologicko-geofyzikálny výskum stavby hlbokého podložia stredoslovenských neovulkanitov s riešením jeho vzťahu k vývoju vulkanických komplexov. Manuskript – archív GS SR.

Kopecký, M., 1953: Zpráva o orientačním geologickém mapování na Polaně sev. od Dětvy. Ústř. Úst. geol. Zpr. geol. Výzk. v Roce 1952 (Praha).

Kopecký, M., 1955: Zpráva o přehledném geologickém mapování v severní části Poľany, sev. od Dětvy. Zpr. geol. Výzk. v Roce 1954 (Praha).

Korikovskij, S. P. a Miko, O., 1992: Nízkoteplotné metasedimenty krakľovskej formácie veporického kryštalinika (Západné Karpaty). Miner. slov. (Bratislava), 24, 381–391.

Kotov, A. B., Miko, O., Putiš, M., Korikovsky, S. P., Salnikova, E. B., Kovach, V. P., Yakovleva, S. Z., Bereznaya, N. G., Kráľ, J. a Krist, E., 1996: U/Pb dating of zircons of postorogenic acid metavolcanics and metasubvolcanics: a record of permian-triassic taphrogeny of the West-Carpathian basement. Geol. carpath., 42, 2, 73–79.

Kráľ J., Frank W. a Bezák V., 1996: $^{40}Ar/^{39}Ar$ spektrá z amfibolu amfibolických hornín veporika. Miner. slov. (Bratislava), 28, 501–513.

Krahulec, P., Rebro, A., Uhliarik, A. a Zeman, J., 1977: Minerálne vody Slovenska I. Osveta, Martin, 452 s.

Krahulec, P., Rebro, A., Uhliarik, A. a Zeman, J., 1978: Minerálne vody Slovenska II. Osveta, Martin, 1035 s.

Kravjanský, I. a Zuberec, J., 1969: Slatinská kotlina – keramické íly a bentonity. Záver. správa a výpočet zásob z etapy vyhľadávacieho prieskumu so stavom k 5. 5. 1969. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Krist, E., 1960: Príspevok k petrografii granodioritov biotitických kremitých porfýrov a porfyroidov v oblasti obce Lieskovec. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 4, 245–254.

Krist, E., 1976: Occurrence of metamorphic tuffs and tuffites in the Veporide crystalline complex of the Central West Carpathians. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 27, 1, 141–147.

Krist, E., 1979a: Granitoidné horniny veporidného kryštalinika. Miner. slov. (Bratislava), 11, 4, 370–371.
Krist, E., 1979b: Granitoid rocks of the southwestern part of the veporide crystalline complex. Geol. Zbor. Geol. carparth., 30, 2, 157–179.
Krist, E., 1981: The problem of genesis of granitoids from the veporide crystalline complex from the poit of vioew of K-feldspar, biotite and zircon investigation. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 32, 6, 671–678.
Krist, E., Határ, J., Greguš, J. a Vídenský, J., 1986: Petrogenesis and accessory leptinite minerals of the Čierny Balog group (Kráľova hoľa zone of the Veporide crystalline complex). Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 41, 49–65.
Krist, E. a Siegl, K., 1971: Geologicko-tektonické pomery jz. časti krakľovského a kráľovoholského kryštalinika veporíd. Acta geol. et geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 21, 45–66.
Krist, E. a Vídenský, J., 1987: Leptites of the crystalline basement of the Kráľova Hoľa area (Veporicum, Western Carpathians). Acta geol. geogr. Univ. Comen. (Bratislava), 43, 145–153.
Krumbein, W. C., 1941: Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. Journ. Sed. Petrogr. 11, 64–72.
Kubíny, D., 1958: Poznámky o geologii, tektonike a metamorfizme veporíd južne od Hrona. Geol. práce, Zprávy, Bratislava, 12, 64–85.
Kubíny, D., 1959: Poznámky o tektonickom postavení a veku „hrončockej" žulovej intrúzie. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 15, 33–42.
Kubíny, D., 1962: Mladé granitoidy v Západných Karpatoch a ich vzťah ku granitom variským. Geol. Práce (Bratislava), 62, 33–58.
Kuthan, M., 1948: Undačný vulkanizmus karpatského orogénu a vulkanologické štúdiá v sev. časti Prešovských hôr. Práce Štát. geol. Úst., Bratislava.
Kuthan, M., 1956: Postvulkanická činnosť v okolí Vígľašskej Huty (predtým Kalinka). Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 5, 3–36.
Kuthan, M., 1957: Mladotreťohorný vulkanizmus severovýchodnej časti stredného Slovenska. Zbor. Ústř. Úst. geol., Praha.
Kuthan, M., 1961: Projektová štúdia úlohy „Výskum podložia neovulkanitov a megaštruktúr neovulkanitov stredného Slovenska". Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Kuthan, M., 1967: Dielčia správa za rok 1966. Výskum hlbokého podložia neovulkanitov. Manuskript – archív GS SR.
Kuthan, M., Biely, A., Böhm, V., Čechovič, V., Fusán, O., Hovorka, D., Mazúr, E. a Regásek, F., 1963: Vysvetlivky k listu Zvolen 1 : 200 000, Bratislava 132 s.
Kuthan, M., Ďuratný, S., Fusán, O., Plančár, J. a Zbořil, L., 1967: Výskum hlbokého podložia neovulkanitov stredného Slovenska (Správa pre priebežnú oponentúru). Manuskript – archív GS SR.
Kuthan, M. a Kamenický, J., 1946: Správa o geologickom mapovaní andezitovej oblasti na liste Harmanec. Práce Štát. geol. Úst. (Bratislava), 16.
Kuthan, M. a Karolusová, E., 1962: Výskum podložia neovulkanitov a výskum mega-štruktúr neovulkanitov. Manuskript – archív GS SR.
Kuthan, M. a Mihaliková, A., 1955: Geologická mapa južnej a východnej časti masívu Poľany. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Kuthan, M., Polák, S., Seneš, J., Čech, F., Buday, T., Fusán, O. a Klír, S., 1961: Projektová štúdia úlohy: Výskum hlbokého podložia neovulkanitov a megaštruktúr neovulkanitov stredného Slovenska. Manuskript – archív GS SR.

Kuthanová, B., 1955: Správa o základnom geologickom mapovaní severnej a severozápadnej časti Poľany. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Lexa, J., Havrila, M., Halouzka, R., Dovina, V. a Hojstričová, V., 1983: Geol. mapa a Vysvetlivky ku geol. mape 1 : 25 000, listy 36-143 Banská Bystrica (Banská Bystrica 3) a 36-321 Sliač (Zvolen 1). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Lexa, J., Rakús, M. a Planderová, E., 1975: Geologická stavba neovulkanického komplexu severnej časti Kremnického pohoria. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Linkešová, 1971: Inventarizácia ložísk stavebných nerastných surovín ČSSR – list mapy M-34-111-C, M 1 : 50 000, Banská Bystrica.

Losert, J., 1960: Geologie a metalogenese západní části ľubietovské zóny. Kand. dizert. práce. Knihovna PF UK.

Losert, J., 1962: Geologie a petrografie západní části ľubietovské zóny a přilehlého subtatrika. Rozpr. Čes. akad věd a um., 73, sešit 12, 1–101.

Losert, J., 1963: Geologie a petrografie západní části ľubietovské zóny a přilehlého subtatrika. Rozpr. Čs. Akad. Věd (Praha), 73, 12, 1–101.

Losert, J. a Náprstek, V., 1957: Výsledky geologického mapování mezi Badínem, Tajovem a B. Bystřicí. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 11.

Lukniš, M., 1954: Všeobecná geomorfológia I. Vysokoškolská učebnica. Bratislava.

Macek, J., Cambel, B., Kamenický, L a Petrík, I., 1982: Dokumentation and basic characteristics of granitoid rock samples of the Western Carpathians. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 33, 5, 601–622.

Maderspach, T., 1880–1886: Magyar orsz. vaserrezfekhelyei. F. K. Budapest.

Maheľ, M., 1956: Nové nálezy skamenelín vo werfénskych vrstvách na južnom svahu N. Tatier. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 8.

Maheľ, M., 1961: Tektonik der zentralen Westkarpaten. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 60, 11–50.

Maheľ, M., 1964: Severogemeridné a hronské synklinorium hornin v Centrálních Karpatech. Čas. pro mineral. a geol. (Praha), 9/4, 393–401.

Maheľ, M., 1967 (ed.): Regionální geologie ČSSR, Díl II – Západní Karpaty, 1, 495.

Maheľ, M., 1986: Geologická stavba Československých Karpat. Veda – Vyd.. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 5–503.

Maheľ, M., Andrusov, D., Buday, T., Franko, O., Ilavský, J., Kullman, E., Kuthan, M., Matějka, A., Mazúr, E., Roth, Z., Seneš, J., Scheibner, E., Zoubek, V., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list M-34-XXVI Banská Bystrica, ÚÚG Bratislava.

Májovský, J. a Husák, Ľ., 1972: Výskum minerálnych vôd v Pohroní. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Le Maitre, R. W. et al., 1989: A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell scientific publications, 193.

Marková, M., 1984: Správa o hydrotermálne premenených horinách na lokalite Šafraníčka, Poľana. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Mašin, J. a Jeleň, J., 1963: Aeromagnetická mapa ČSSR v mierke 1 : 00 000. Manuskript – archív Geofyziky, ÚGF, Brno.
Matějka, A., 1930: Rukopisná geologická mapa 1 : 25 000 – Ban. Bystrica. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Matějka, A. a Andrusov, D., 1931: Apercu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaqui centrale el des regions avoisinantes. Knih. Stát. geol. Úst. ČSR (Praha), 13 A, 19–136.
Matějka, A. a Koutek, J., 1931: Sliač, station balnéaire d´état. Guide des excursions dans les Carpathes occidentales. Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 13A, 213–222.
Mazúr, E., 1963: Žilinská kotlina a priľahlé pohoria. Geomorfológia a kvartér. Vyd. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 188.
Mazúr, E. a Lukniš, M., 1978: Regionálne geomorfologické členenie SR. Geogr. Čas. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 30, 2, 101–125.
Mazúr, E. a Lukniš, M., 1980: Regionálne geomorfologické členenie (Regionálna geografická syntéza SR – súbor diagnostických a prognostických máp o krajine a životnom prostredí). Geograf. Úst. Slov. Akad. Vied, Bratislava (mapa M 1 : 500 000).
Mazúrová, V., 1978: Terasy riek čsl. Karpát a ich vzťah k terasám Dunaja. Geogr. čas. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 30, 4, 281–301.
Mello, J., 1979: Sú tzv. subtatranské príkrovy a silický príkrov súčasťou gemerika? Miner. slov. (Bratislava), 11, 3, 279– 281.
Miall, A. D., 1977: Fluvial sedimentology. Canad. Soc. petrol. Geom. Mem., 5.
Miall, A. D., 1984: Principles of Sedimentary Basin Analysis. Springer-Verlag, New York Inc.
Mihaliková, K., 1985: Štruktúrny vrt DV-24, Zlatý vŕšok – Poľana. Diplomová práca. Manuskript – archív PriF UK, Bratislava.
Miko, O., 1981: Strednopaleozojskaja vulkanogenno-osadočnaja tolšča Janovogo grunja v veporidnom kristallinike Nizkich Tatr. Geol. Zbor. Geol. carpath.,32, 465–474.
Mišík, M., 1964: Lithogazielles Studium des Lias der Grossen Fatra und des Westteils der Niederen Tatra – Sbor. Geol. Vied, rad ZK (Bratislava), 1, 9–92.
Nemčok, A., 1956: Inžiniersko-geologické podmienky pre budovanie vodných diel na Hrone. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Nemčok, A., 1957: Vplyv geologických štruktúr na morfologický vývoj údolia Hrona. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 5, 2, 194–203.
Neupauer, Ľ., 1981: Vyhodnotenie hydrogeologického prieskumu na lokalite Holcov Majer a Očová – hospodárske stredisko, okr. Zvolen. Záverečná správa. Vodné zdroje, Prešov.
Neupauer, Ľ., 1982: Očová-teheľňa, správa o vyhľadávacom hydrogeologickom prieskume pre hospodárske stredisko v Očovej. Záver. správa. Vodné zdroje, Prešov.
Obernauer, D. a Husák, Ľ., 1971: Geofyzikálny výskum stredoslovenských neovulkanitov – oblasť Poľana. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Onačila, D. a Kozač, J., 1989: Správa o náleze surovín pre špeciálnu keramiku a pre vysokožiaruvzdorné materiály. Nález. správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Onačila, D. et al., 1985: Metalogenetický výskum centrálnej zóny Poľany. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Orlický, O., 1992: Paleomagnetizmus – Štiavnické vrchy a Pohronský Inovec, Vtáčnik, Kremnické vrchy, pohorie Javorie a Poľana (reinterpretácia výsledkov). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Orlický, O., Dublan, L. a Muška, 1972: Paleomagnetizmus v Karpatoch – pohorie Poľana. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Orlický, O., Dublan, L. a Muška, P., 1973: Paleomagnetizmus Západných Karpát, pohorie Poľana. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Orlický, O. a Muška, P., 1975: Paleomagnetizmus v Západných Karpatoch. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Panáček, A. a Pospíšil, L., 1982: Geofyzikálny výskum metalogenetických zón v oblasti Poľany. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Papšová, J., 1984: Biostratigrafické vyhodnotenie vybraných profilov lokalít mezozoika Nízkych Tatier – konodonty. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Pernica, J. a Filková, V., 1978: Seizmokarotážní měření na hlubinných vrtech v oblasti středoslovenských neovulkanitů. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Petrík, I., 1996a: Nie leptit, ale mikroaplit: genetická reinterpretácia horninového typu zo západnej časti veporika. Miner. slov. (Bratislava), 28, 1, 45–55.
Petrík, I., 1996b: Genetická interpretácia ortorúl, migmatitov a granitoidov ľubietovského pásma veporika. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Petrík, I., Broska, I., Bezák, V., a Uher, P., 1995: Granit typu Hrončok – hercýnsky granit A-typu v strižnej zóne. Miner. slov. (Bratislava), 27, 5, 351–364.
Pitoňák, P. a Spišiak, J., 1994: Blastomylonity hrončockého granitu. Miner. slov. (Bratislava), 26, 3, 171–176.
Plančár, J., 1960: Záverečná správa o gravimetrickom meraní v oblasti Poľany, Veľkej Fatry a Nízkych Tatier. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Planderová, E., Pulec, M., Samuel, O. a Váňová, M., 1963: Poznatky k litologicko-stratigrafickým pomerom banskobystrickej a zvolenskej kotliny. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 30, 147–159.
Polášková, M., 1964: Inžiniersko-geologický prieskum pre vodné dielo Hrochoť na Hučave. GP Žilina. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Prokop, R., 1958: Geologický výskum území jižne od B. Bystrice, Diplomová práce na GGF UK, Praha.
Prokop, R., 1960: Výskyt zkamenělin z jižního okolí B. Bystrice – Čas. Mineral. Geol. 3, 349–350.
Pulec, M., 1966a: Správa o náleze bentonitov a kaolinických ílov v Slatinskej kotline – lokalita Pstruša. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Pulec, M., 1966b: Záverečná správa vrtu PK-1 Kováčová. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Pulec, M., 1966c: Geologický výskum terciéru vnútorných kotlín centrálnych Západných Karpát. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Pulec, M., 1966d: Záverečná správa vrtu P-6 Pstruša. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Pulec, M. a Seneš, J., 1963: Ročná zpráva o základnom geologickom výskume Bansko-bystricko-zvolenskej, Breznianskej a Horehronskej kotliny (terciér), úloha 02-G-1. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Putiš, M., 1991: Geology and petrotectonics of some shear zones in the West Carpathian crystalline complexes. Miner. slov. (Bratislava), 23, 459–473.
Rakús, M., 1962: Amonity v liase centrálnych Karpát. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 62, 267–271.
Rakús, M., 1964: Paleontologische Studien im Lias der Grossen Fatra und des Westteils der Niederen Tatra. Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 1, 93–156.
Repčok, I., 1978a: Datovanie stredoslovenských neovulkanitov metódou "fission track" (II. etapa). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Repčok, I., 1978b: Vek niektorých stredoslovenských neovulkanitov zistených metódou stôp po delení uránu. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 71, 69–76.
Repčok, I., 1980: Datovanie stredoslovenských neovulkanitov metódou "fission track" (III. etapa). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Repčok, I., 1981: Datovanie niektorých stredoslovenských neovulkanitov metódou stôp po delení uránu (fission track). Západ. Karpaty, Sér. Mineral., Petrogr., Geochém., Metalogen. (Bratislava), 8, 59–104.
Repčok, I., 1982: Datovanie neovulkanitov Západných Karpát metódou stôp po delení uránu. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Repčok, I., 1984: Datovanie niektorých stredoslovenských neovulkanitov metódou stôp po delení uránu. Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. (Bratislava), 8.
Repčok, I., 1987: Vek niektorých vulkanitov Krupinskej planiny, Burdy a Cerovej vrchoviny metódou stôp po štiepení uránu. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 86, 173–177.
Szontagh, T., 1885: Zolyomegye közeteinek petrografiai ismertetése. F. K. XV. Budapest.
Schönviszky, L., Géresi, G., Tóth, C., Zalai, P., Madarasi, A., Pospíšil, Ľ. a Dublan, L., 1979: Záverečná správa o geofyzikálnych meraniach v centrálnej časti Poľany za obdobie 1978–79. In: Dublan, L., Miko, O., Halouzka, R., Karolusová, E., Štohl, J. a Dovina, V., 1979: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Poľana. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Siegl, K., 1982: Structure of the Vepor Pluton. Geol. Zbor. Geol. carpath., 33, 171–175.
Slavkay, M., 1964: Petrológia vulkanických a sedimentárnych hornín spodného triasu, Zpr. o geol. Výsk. v Roku 1963, 2, 1964, 96–98.
Slavkay, M., 1965: Geologicko-ložiskové pomery Drienka a jeho okolia. Dipl. práca. Manuskript – archív PriFUK.
Slavkay, M., 1971: Ložiská polymetalických rúd pri Ponikoch. Miner. slov. (Bratislava), 3, 11, 181–213.
Slavkay, M., Čillík, I., Biely, A., Maar, S., Knésl, J., Bláha, M., Vybíral, V. a Beňka, J., 1990: Regionálna mapa ložísk a prognóz rudných surovín okolia Banskej Bystrice, M = 1 : 50 000, 269 s. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Slavkay, M., Vozárová, A., Bezák, V., Hraško, Ľ. a Kováčik, M., 1995: Regionálna mapa ložísk a prognóz nerastných surovín, Slovenské rudohorie, západ (M = 1 : 100 000). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Smith, G. A., 1986: Coarse-grained Nonmarine Volcanoclastic Sediment: Terminology and Depositional process. Geol. Soc. Amer. Bull., 97, 1–10.
Spišiak, J., Caňo, F., Hovorka, D., Hrnčár, A. a Pitoňák, P., 1992: Karbonatické fylity v Kamenistej doline; veporikum. Miner. slov. (Bratislava), 24, 115–120.

Spišiak, J. a Pitoňák, P., 1990: Správa o petrografickom výskume za úlohu Valaská-Hrončok (1215). Manuskript – Geol. Úst. SAV, Banská Bystrica.
Stanková, V., 1983: Geofyzikálny prieskum neovulkanitov Poľany, I. etapa. Záverečná správa, Geofyzika, Banská Bystrica. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Stankoviansky, M., Lacika, J. (edits.), Halouzka, R., Ložek, V., Pospíšil, L., Ondrášik, R., Malgot, J., Jakál, J., Dublan, L., Šimon, L. a Kaminská, Ľ., 1992: Excursion guide-book. International Symposium on Time, Frequency and Dating in Geomorphology (STIFDIG), Tatranská Lomnica/Stará Lesná, 1992. Inst. Geograph. Slov. Acad. Sci., Bratislava, 83.
Svorenčík, J., 1983: Vyhodnotenie hydrogeologického prieskumu na lokalite Hučava. Záver. správa. Vodné zdroje, Bratislava.
Šalanský, K., 1970: Aeromagnetické měření středoslovenských neovulkanitů. Manuskript – archív Geofyziky, Bratislava.
Šefara, J., Filo, M., Husák, Ľ., Lizoň, I., Medo, S., Muška, P. a Vybíral, V., 1976: Geofyzikálny výskum podložia neovulkanitov a megaštruktúr neovulkanitov stredného Slovenska. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Šefara, J., Filo, M. a Steiner, A., 1973: Geofyzikálny výskum Javoria a Poľany – ročná správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Šímová, M., 1965: Petrografia a petrochémia produktov finálneho vulkanizmu Slovenského stredohoria. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 9, 9–89.
Škvarček, A., 1973: Náčrt kvartérneho vývoja horského úseku doliny Hrona. Geogr. Čas. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 25, 2, 136–147.
Šouba, A. a Žůrková, I., 1958: Průzkum andezitu – 1958, Detva – Ježová. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Štefanovičová, T., Halouzka, R., Krippel, E., Novotný, B., Farkaš, Z., Novotná, M., Studeníková, E., Pieta, K., Zachar, L., Kolník, T., Krekovič, E., Snopko, L., Geržová, I., Ferus, V., Hečková, I., Hajnalová, E., Šefčáková, A. a Cidlinská, L., 1993: Najstaršie dejiny Bratislavy. Vyd. Elán, Bratislava, 374.
Štohl, J., Onačila, D. a Stolár, M., 1985: Regionálna mapa ložísk a prognóz nerastných surovín 1 : 50 000 – Javorie a Poľana.
Štúr, D., 1868: Bericht über die geologische Aufnahme im oberen Waag – und Grand-Thale. Jahrbuch d. k. k. Geol. Reichs., Wien.
Ťapák, M., 1987: Bilancia zásob výhradných ložísk Slovenskej republiky k 1. 1. 1989. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Ťapák, M., 1989: Bilancia zásob vybraných ložísk SSR k 1. 1. 1989. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Valach, V., 1955: Geologicko-petrografické pomery územia medzi Vígľašom, Podkriváňom a Klokočom. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Vass, D., Repčok, I., Halmai, J. a Balogh, K., 1985: Contributions to the improvement of Numeric Time scale for the Central Paratethys Neogene – Paper presented on VIIIth Congress of the regional Committee on Mediterraneen Neogene stratigraphy 15–22 September, 1985, Budapest.
Vass, P., 1989: Zhodnotenie rýchlosti sedimentácie v alpínskych molasových panvách Západných Karpát. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 88, 31–43.
Vozár, J., 1962: Geologicko-petrografické pomery územia na juhozápad od Podbrezovej. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Vozár, J. 1965: Metamorfované mezozoikum v západnej časti veporíd. Geol. Práce, Spr., (Bratislava), 35, 33-40.
Vozár, J. 1975: Diskusia o zastúpení karbónu a permu chočského príkrovu v pohorí Považský Inovec. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 63, 227–229.
Vozár, J. 1984: On relationship between Fatricum and Northern Veporicum acc. to correlations of Late Paleozoic (West Carpathians) – rush. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 80, 175–184.
Vozár, J., Biely, A., Vozárová, A., Miko, O., Vaškovský, I., Kullman, E., Lukáčik, E., Hanáček, J., Gargulák, M. a Šucha, P. 1982: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list 36-231 (Nemecká), Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Vozárová, A., 1965: Litofaciálny výskum konglomerátov ľubietovského permu. Manuskript – archív GS SR, Bratislava. AP 4039.
Vozárová, A., 1979: Litofaciálna charakteristika permu v severozápadnej časti veporika. Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava), 6, 61–116.
Vozárová, A. 1981: Lithology and Petrology of Nižná Boca Fm. Západ. Karpaty, Sér. Mineral., Petrogr., Geochém., Metalogen. (Bratislava), 8, 143–199 (in Slovak).
Vozárová, A. a Vozár, J. 1988: Late Paleozoic in West Carpathians. D. Š. Inst. Geol., Bratislava, 1–314. Monography.
Vrana, K., 1984: Hydrogeochemická mapa Poľany a Javoria v mierke 1 : 50 000. Čiastková záverečná správa. Manuskript – archív GS SR.
Vrana, K., Dovina, V., Bodiš, D. a Vyskočil, P., 1984: Hydrogeochemická mapa Poľany a Javoria v mierke 1 : 50 000, GÚDŠ Bratislava. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Vrána, S., 1966a: Petrografické zhodnotenie výbrusov z vrtov P-5 a P-10. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Vrána, S., 1966b: Alpidische metamorphose der Granitoide und der Foederataserie im mittelteil der Veporiden. Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 6, 29–84.
Zakovič, M., 1981: Stručná charakteristika minerálnych vôd Zvolenskej pahorkatiny. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Zakovič, M., Franko, Bodiš, D., Michalíček, M. a Procházková, V., 1980: Hydrogeologické vyhodnotenie Zvolenskej kotliny z hľadiska výskytu minerálnych vôd. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Zapletal, K., 1930: Überblick über die Geologie der tschechoslovakischen Karpaten, Geol. Rdsch., 21.
Zoubek, V., 1928: Geologické studie z pohoří Veporu na Slovensku. Věst. geol. Úst. Čs. Republ., 4, 152–158.
Zoubek, V. 1930: Geologické studie z kořenové oblasti subtatranské a zon sousedních jižně Podbrezové. Věst. St. geol. Úst., 6, Praha, 190–202.
Zoubek, V., 1931a: Les montagnes du Vepor dans les environs de Podbrezová. Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 13 A, 237–251.
Zoubek, V., 1931b: Tektonická skizza širšího okolí Brezna nad Hronom. Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., 7, 2, 182–191.
Zoubek, V. 1935: Tektonika Horehroní a její vztahy k vývěrům minerálnich vod. Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., 11, Praha.
Zoubek, V., 1936: Poznámky o krystaliniku Západních Karpat. Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 12, 6, 207–239.

Zoubek,V., 1957: Zpráva o geologických výskumech v pohoří Veporu a okolí Brusna. Zpr. geol. Výzk. v Roce 1956.
Zoubek, V. a Máška, M., 1960: Tectonic development of Czechoslovakia. ČSAV, Praha, 230.

POĽANA MTS.: A REVIEW OF GEOLOGICAL STRUCTURE

The region shown on geological map is occupied by several geomorphological units that are part of the Inner Western Carpathian subprovince.

Most of it is covered by the Slovenské stredohorie midmountains, which includes the Poľana Mts., (the Vysoká Poľana with central erosive caldera Kyslinky and the Detvianske predhorie foothill) and a part of the Zvolenská kotlina depression (Detvianska, Slatinská and Sliačska kotlina depressions, Zvolenská pahorkatina upland, Rohy Mts., a part of Povraznicka and Ponická vrchovina highlands). Only the westernmost part of the Veporské vrchy Mts. (Čierťaž, Balocké vrchy and Sihlianska planina), which belong to the Slovenské rudohorie midmountains, is included.

Complicated geological structure of the area comprises the Proterozoic?–Paleozoic, Mesozoic, Neogene and Quaternary rocks. Most widespread are the outcrops of Badenian-Sarmatian volcanic rocks that erupted from the Javorie and Poľana stratovolcanoes.

Proterozoic?–paleozoic (Crystalline rocks)

The oldest northern Veporicum crystalline rock assemblages are represented by high-grade, locally migmatitized, biotitic paragneisses, amphibolic gneisses, amphibolites, paragneisses to schistose gneisses and orthogneisses. Their structural-metamorphic development took place mostly during the paleo-Hercynian stage. These rock assemblages were intruded during Carboniferous period by syntectonic granitoids, tonalites to granodiorites (hybrid type, dated at 350–360 Ma).

Younger, Devonian-Carboniferous assemblages are made up mainly of chloritic-muscovitic and chloritic schists, schists and phyllites. The intrusions are represented by porphyric granodiorites to granites and by tonalites to granodiorites (the Sihla type, age 290–310 Ma).

Younger porphyric granites (type Hrončok), granite porphyries, porphyroids and aplitic granites, emplaced locally in the shear zones of the Ľubietová crystalline assemblage, are believed to be Permian in age.

Basic Hercynian lithotectonic units became consolidated after the late-Hercynian collisional processes. The following developments included a sedimentation of Permian-Mesozoic envelope on this crystalline basement. Subsequently, not only the envelope, but also the crystalline rocks were rearranged during the Alpine stages into NE striking strips.

Permian

The Ľ u b i e t o v á g r o u p. Permian envelope formations crop out mainly in the Čierťaž Mts. Permian rocks are divided into two lithostratigraphic units – the Brusno and the Predajná formations, which sedimented in a continental basin on a crystalline basement.

The Brusno Formation (Early–Late Permian) is composed mainly of poorly sorted greywackes of sandy granularity, with conglomerates at the base. Middle part of the formation is represented by the Harnobis volcanogenic horizon composed of synsedi-

mentary, subalcaline to alcaline, dacitic and lesser rhyolitic explosive volcanism products. The P-T conditions of Permian rocks metamorphism correspond to the transition between anchimetamorphism and greenschist facies and to low to medium pressures.

The Predajná Formation (Late Permian) is characterized by an absence of synsedimentary volcanism, by distinct cyclic, vertical and lateral changes in the grain size and in lithological composition. The basal part of the formation is composed of polymict conglomerates, which are overlain by sandstones and the cycle terminates by alternations of sandy shales and fine-grained sandstones.

The rocks have predominantly alluvial origin and alternate with flood plain and temporary lake sediments.

Mesozoic

NW of the Pohorelá line the Mesozoic rocks either crop out, or underlie the Neogene volcanic rocks and continue along unchanged strike into the underlier of the Poľana stratovolcano.

Known occurrences of Mesozoic rocks are divided into three tectonic units, the Veporicum, the Hronicum and the Silicicum units.

Veporicum Unit (Krížna nappe) is represented by the westernmost part of the Ľubietová strip. It is composed of crystalline, Permian and Mesozoic rocks. Stratigraphic range of the Veporicum Mesozoic rocks is Scythian to Neocomian. The oldest Mesozoic sediments are represented by:

The L ú ž n a F o r m a t i o n, an assemblage of detritic sediments composed of quartzites, siliceous and greywacke-type sandstones and conglomerates. The transition to Werfenian greywacke beds, which developed from sandstones, sandy and clayey ahales, is gradual. Both units were assigned to the Scythian stage. Dolomitic breccias and rauhwackes of the Upper Scythian to Anisian age occur in the hanging wall. The Ladinian–Carnian stages are represented by Ramsau dolomites, locally brecciated, which sedimented in an enclosed environment of an internal platform. For the dolomites and dolomitic limestones with clayey admixture is characteristic their rhytmic sedimentation. The Carnian Lunz beds developed as grey to black siltstones with sandstone and shale intercalations. The Carpathian Keuprer of Norian age is composed of variegated claystones, sandstones with dolomite lenses and intercalations. The formation developed in an environment of extremely arid climate, with rhytmic marine ingressions and regressions.

Grey, greenish and pinkish, siliceous radiolarian Jurassic limestones and siliceous marls, which dceveloped in a marine environment of an external platform,. are the youngest member of the Veporicum Mesozoic assemblage.

Hronicum Unit (Choč nappe) is represented by an assemblage of Middle Triassic carbonates composed of several lithotypes of Gutenstein limestones, Choč dolomites, Reifling limestones and cherty limestones with dolomite intercalations. The Middle–Upper Triassic suite, represented by grey, locally brecciated dolomites, occurs between the Veporicum and Silicicun units. It was assigned to the Hronicum Unit. The Carnian stage is represented by Lunz beds and by the Hauptdolomites of lagoonal "back reef" facies (Upper Carnian - Lower Norian). During Rhaetian stage the Kössen beds sedimented under lagunal and marine conditions.

The Silicikum Unit The oldest member of this unit are the Scythian deposits of rhytmic, marine-continental, fluvial, detritic siliceous sandstones and quartzites. In contrast, the Scythian sedimentation in the overlier is represented by alternations of variegated sandstones and clayey shales with scarce gypsum and anhydrite intercalations. To the upper part of Lower Triassic development are also assigned the rhyolites and their volcaniclastics, whereas the presence of hyaloclastites indicates that the Campilian volcanism took place in an aquatic environment. The Silicicum rock assemblage ends with the Wetterstein limestones that deposited under lagoonal conditions of a Ladinian sea.

Neogene–miocene

K o r d í k y F o r m a t i o n. Erosional remnants of a formation of polymict gravels with sandstone and clay intercalations and nonvolcanic admixture occur in the surroundings of Ľubietová and Povrazník villages. They represent relics of originally unified, fluvial-limnic sedimentary area, later tectonically differentiated into blocks of various altitudes.

Javorie and Poľana stratovolcanoes

An essential part of the area shown on the map is underlain by volcanic rocks of the Poľana and Javorie stratovolcanoes that are assigned to the north-eastern part of the Slovenské stredohorie midmountains. The bimodal, andesitic-rhyodacitic volcanism was intermittently active during Lower Badenian and Middle Sarmatian stages.

Javorie stratovolcano
Lower Badenian (middle part)–Middle Badenian (15.5–16.2 Ma.)

The Rohy Formation comprises a stratovolcanic suite composed predominantly of pyroxene-amphibole andesites to amphibolic ± biotitic andesites, represented in a form of epiclastic breccias to conglomerates, tuffs, pyroclastic flows, redeposited pyroclastics, lava flows, volcanic domes and scarce intrusions. In Slovakia, this formation is preserved mainly in the Vígľaš depression, where it is partly buried below some 120 m of Pliocene rocks of the Slatinská kotlina depression..

The erruptive volcanic activity probably started with tuffite and agglomerate explosions that were interrupted by effusions of pyroxene-amphibole andesite lava flows. Their volume increases southwards and inwards the Javorie depression (caldera?) and the.inferred thickness of the lower part of stratovolcanic suite is as much as 1 000–1 200 m.

It was probably still during the Lower Badenian stage that a part of the stratovolcano sunk to form two, probably caldera type depressions – the Javorie and the Vígľaš depressions. In these the sedimentation continued to end with some 200 m thick suite of fluvial-limnic volcanic conglomerates and sandstones. Progressive development of these two, in part mutually intersected depressions, included intense hydrothermal, intrusive-extrusive, explosive and effusive activities and a metallic ore precipitation. In the area of Vígľaš depression there occur geomorphologically distinctive relics of volcanic domes and in their centres are buried intravolcanic intrusions of diorite porphyry, accompanied by dykes of intrusive-explosive breccias and concentric zones of hydrothermal alterations. All these

features were genetically and spatially dependent on the development of a caldera depression, but mainly on the development of its abyssal root zone.

Poľana stratovolcano (12.35–13.58 Ma)

Lower Sarmatian (lower part) – Middle Sarmatian (lower part)

Once the Badenian activity of the Javorie stratovolcano ceased and considerable erosion took place, another volcanic activity started in the Poľana stratovolcano during the Lower Sarmatian stage. Composed of the relics of three superposed stratovolcanoes (lithostratigraphically defined by various formations and members) – the Šutovka stratovolcano (lower structure), the Bobrovo tuffitic rhyodacitic volcano and caldera (middle structure) and the Veľká Detva stratovolcano and Kyslinky erosive caldera (upper structure),.this volcanic centre has a complex, polygenetic structure and stage development.

Lower Sarmatian (lower part) – Šutovka stratovolcano (13.32–13.58 Ma).

Šutovka Formation (Kurienec Member, Lvoze Member).

The Šutovka stratovolcano, whose development spanned a time of some 260 000 years, is composed of pyroclastics, epiclastics, sparse intrusive-extrusive breccias and lava flows of amfibole-pyroxene andesites and lesser pyroxenic andesites. In its final develpment a part of the volcano sunk into a caldera depression – the Šutovka caldera, in which almost all rocks were to various degrees hydrothermally altered. During the post-caldera stage the volcano was considerably, but mainly in the extracaldera zone, eroded away.

Lower Sarmatian (upper part) – Bobrovo tuffaceos volcano and caldera.

Strelníky Formation (Bečov Member, Bobrovo Member), (13.03 Ma).

For some 0.5 Ma the activity of the Šutovka volcano ceased only to start anew by explosions of rhyodacitic tuffs. A tuffaceous cone was accumulated, parts of which are still preserved, especially in its transitional and distal volcanic zones. Inferred volume of erupted tuffs is 12–15 km^3. This mass discharge caused that the central part of the volcano sunk to form a 700 m deep and 4 x 5 km big caldera depression – the Bobrovo caldera of Krakatoa type. It was subsequently filled by rhyodacites and volcaniclastics of intracaldera eruptions – the explosive breccias, freatic and freato-magmatic tuffs, lava flows, volcanic domes and intrusions. During the next stage the caldera was buried under the upper structure of the Veľká Detva stratovolcano.

Lower–Middle Sarmatian (boundary) – Middle Sarmatian (upper part) – Veľká Detva stratovolcano, upper structure (12.35–12,.4 Ma). Lithostratigraphically defined as two formations, divided into four members.

Lower–Middle Sarmatian (boundary)

Abčina Formation (Hučava Member, Sebedín Member), (12.65–12.74 Ma).

The post-caldera stage is related to the development of a younger volcano, which overlaps the basal and middle structure. The basal part of the upper structure of the Veľká Detva stratovolcano – the Abčina Formation and its Hučava Member, situated closer to the centre – are composed of agglomerates, pyroclastic flows, lahars and scarce amphibole-bearing pyroxenic andesite lava flows. Tuffs and intrusions are rare. The Sebedín Member is represented by epiclastic sandstones and conglomerates. They sedimented from fragmentflows, grainflows, highly saturated flood streams, diluted streams and normal fluvial streams, which represent distal and medial facies of the volcano.

Veľká Detva Formation (Kopa Member, Šafranička Member), (12.35–12.63 Ma) makes up the upper part of the upper structure of polygenetic stratovolcano and represents a transition to the final, effusive-intrusive activity, which replaced a turbulent explosive activity represented by cyclic eruptions of rhyodacitic tuffs and followed by freato-magmatic and magmatic eruptions inside the caldera.

The formation is composed of two members, the Kopa Member – an effusive suite of pyroxenic, less amphibole-pyroxene andesites that make up a large lava envelope of the volcano. The Šafranička Member is composed of an intrusive suite of andesitic and dioritic intravolcanic intrusions in the central volcanic zone, which also became a site of hydrothermal activity in the erosional caldera Kyslinky. The volcano was armoured by a lava envelope that protected it from the erosion. And this is why it now forms the uppermost, and the best preserved Sarmatian volcanic structure, situated in the geographic centre of Slovakia.

Upper Sarmatian is represented by cyclic sediments that deposited in a marshy environment under moderate to cool climatic conditions that still grew cooler. The formation is composed of kaolinic tuffs, claystones, sandstones, marly polymict breccias and diatomite beds, or lignite seams. The material is mainly of andesitic-rhyodacitic composition. Only relics of original basin are preserved in the surroundings of Dúbravica and Oravica.

Upper Miocene (Pontian)?–Lower Pliocene (Dacian)?

This is a lithologically variable formation of fresh-water clays, sandy clays with gravel and sand intercalations that deposited in the Zvolenské Pohronie area. This formation grades upwards into younger, Hronic, gravel formation of Pliocene age.

Upper Pliocene (Rumanian)?–Lower Pliocene (Dacian)?

The Hronic gravel formation of Pliocene age sedimented in a fluvial-limnic and fluvial environment of the Zvolenská kotlina depression; The clayey-sandy gravels with clay and sand intercalations are predominant lithologies. The lithofacies character of sediments indicates that the original sedimentation took place in a channelled lake and corresponded to a fluvial-lacustrine type of sedimentation of the pre-Hron river. The gravels are composed mainly of quartzite, quartzose sandstone and quartz pebbles and scarce crystalline schist pabbles. The andesites only rarely occur in the tributaries to the basin. During Pliocene to Pleistocene times the local basaltic eruptions took place in the Pliešovská kotlina depression, southwards of the area mapped.

Quaternary

The Zvolenská kotlina depresion is an area of varied Quaternary development. Its typical feature is a great lithofacial and temporal variability of fluvial and proluvial terrace accumulations and of alluvial cones that sedimented from the Hron, Hučava, Zolná and Slatina rivers during Pleistocene. Most widespread are the terrace crest sediments south and west of the Zvolenská pahorkatina upland margin and rather continuous are also the terrace proluvial-fluvial sediments in the Očová part of the Slatinská kotlina depression. Of interest are also the travertines and calcareous tufas in the surroundings of Sliač and Borová Hora. In this map the Quaternary rocks are plotted in more detail relative to other Mid-Slovakian Neogene volcanic areas.

PETROCHEMICKÁ CHARAKTERISTIKA VULKANICKÝCH HORNÍN POLYGÉNNEHO STRATOVULKÁNU POĽANA

Chemizmus neovulkanických hornín vystupujúcich na predloženej mape uvádzame formou tabuľky (tab. 20). V nej sú vyjadrené kompletné silikátové analýzy a prepočty na systém CIPW.

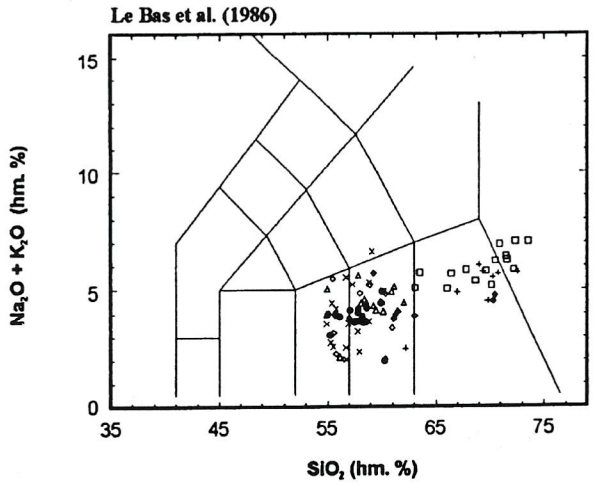
Na účely petrochemickej klasifikácie používame 5 diagramov tak, ako sú uvedené na obr. 17–21. Pretože veľa analýz zastupuje hydrotermálne premenené horniny, prepočítali sme všetky analýzy na bezvodný stav a následne použili v klasifikačných diagramoch. Podľa nich sa pohodlne zisťuje pozícia analyzovaných hornín v použitých klasifikačných systémoch. Preto uvádzame len veľmi zjednodušené súhrnné poznámky.

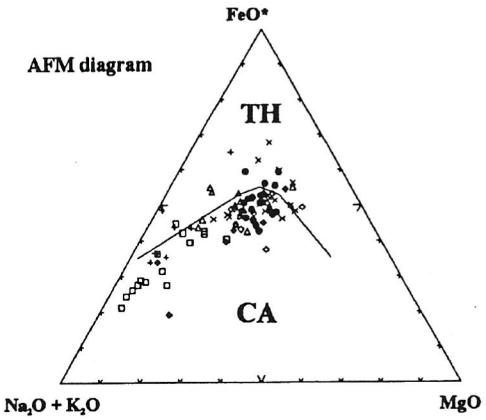
Skúmané horniny Poľany patria do vápenato-alkalickej vulkanickej série a podľa obsahu K_2O do skupiny strednodraselných hornín, s výnimkou tufov formácie Strelníky – člen Bečov, ktoré zaraďujeme medzi vysoko draselné vulkanické horniny.

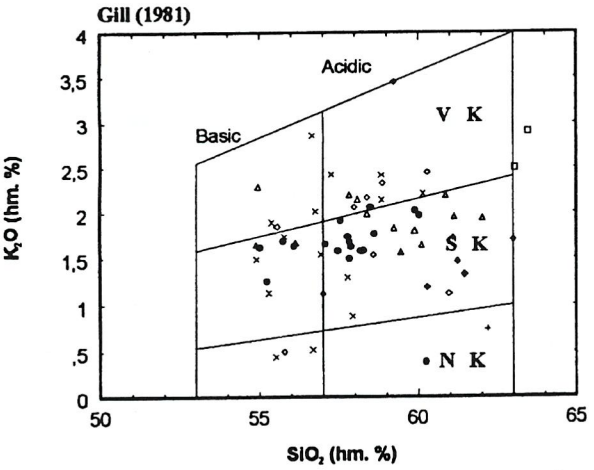
Všetky diagramy určujú petrochemický rozsah zloženia hornín od bazaltických andezitov po ryolity, pričom andezity až bazaltické andezity, rovnako ako ryodacity až ryolity, reprezentujú samostatné členy bimodálnej asociácie pri nedostatku prechodných hornín dacitového zloženia.

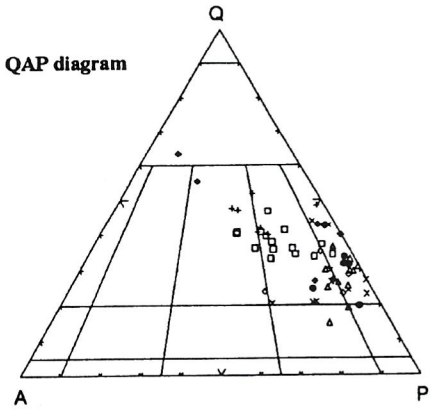
Výrazné kolísanie chemizmu, najmä obsahu K_2O, je ovplyvnené hydrotermálnymi premenami analyzovaných hornín formácie Šútovka – člen Kurienec, formácie Veľká Detva – člen Šafraníčka a Strelníky – člen Bobrovo.

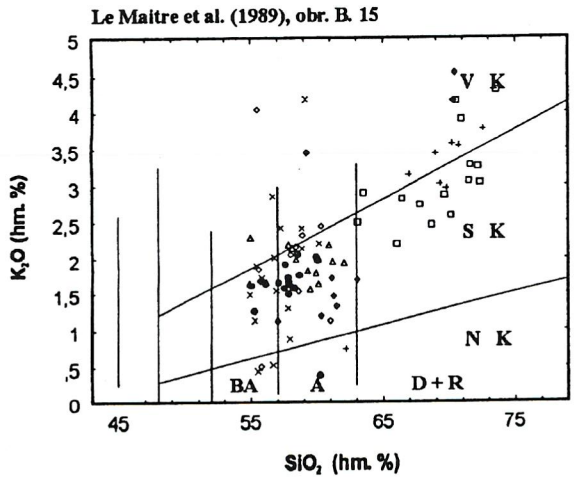
Lokality odberu vzoriek sú uvedené v správe Dublan, 1981.











Vysvetlivky:

BA	bazaltický andezit	V K	vysoko draselný
A	andezit	S K	stredno draselný
D	dacit	N K	nízko draselný
R	ryolit		

TH	tholeiitická séria
CA	vápenato-alkalická séria

× člen Šafranička (intrúzie: dioritové a andezitové porfýry))

• člen Kopa (lávové prúdy andezitov)

▵ člen Rohy (extruzívne horniny)

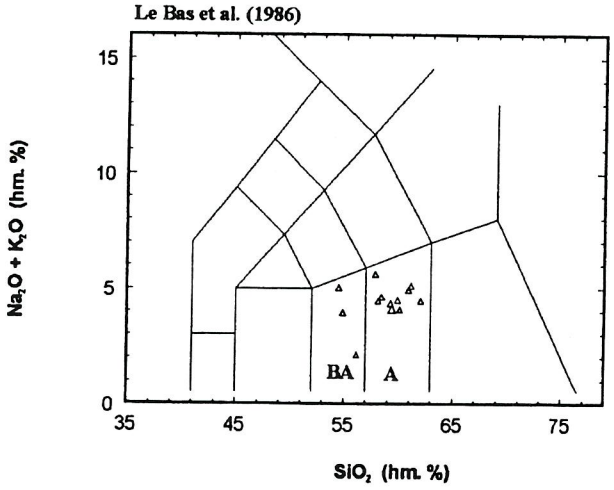
▫ člen Bobrovo (brekcie ryodacitov a ryodacity)

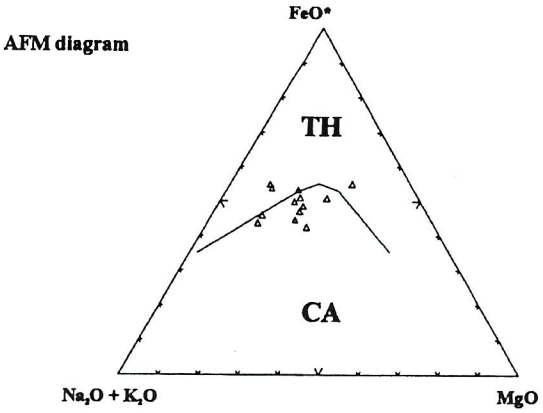
+ člen Bečov (pyroklastické horniny)

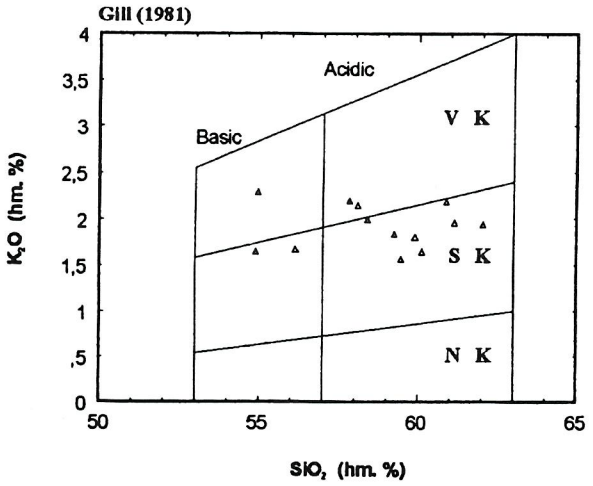
◇ člen Kurienec (andezity a lávovoklastické brekcie)

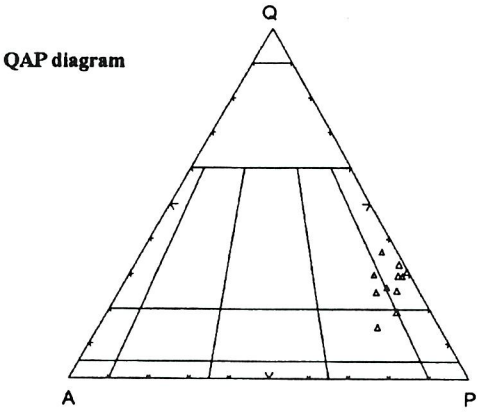
◆ intruzívno-extruzívne brekcie

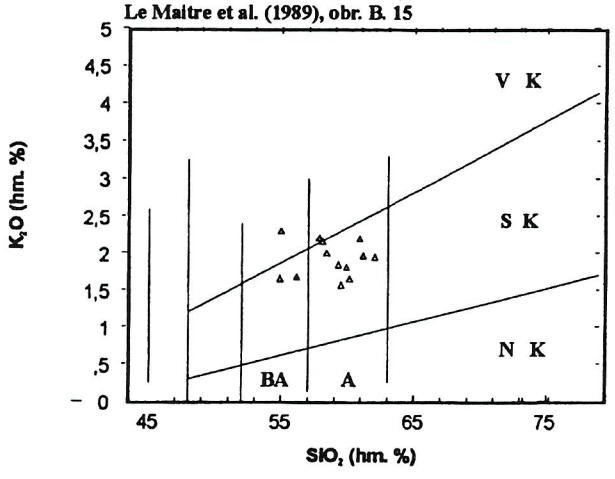
Obr. 17: Súhrnné klasifikačné diagramy vulkanických hornín











Vysvetlivky:

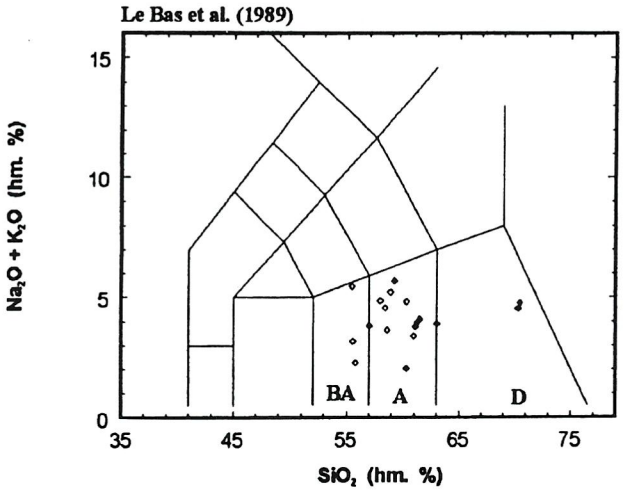
BA	bazaltický andezit	V K	vysoko draselný
A	andezit	S K	stredno draselný
		N K	nízko draselný

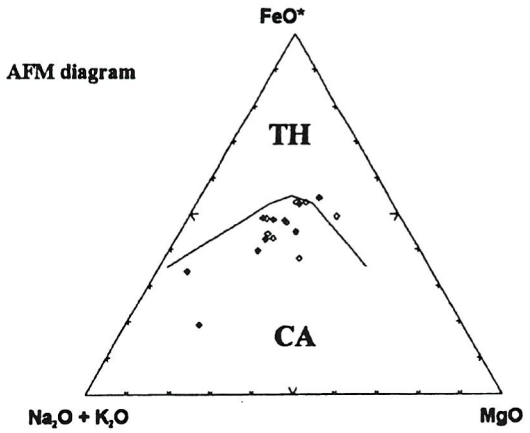
TH	tholeiitická séria
CA	vápenato-alkalická séria

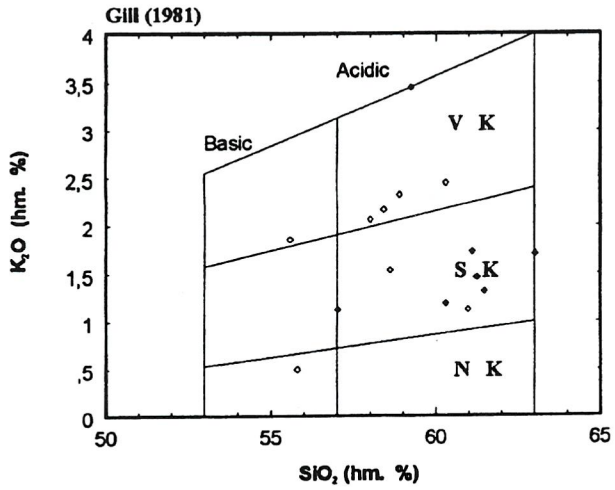
▵ extruzívne horniny

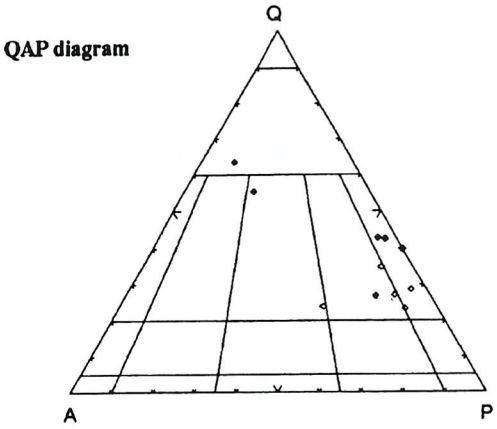
Obr. 18: Klasifikačné diagramy formácie Rohy

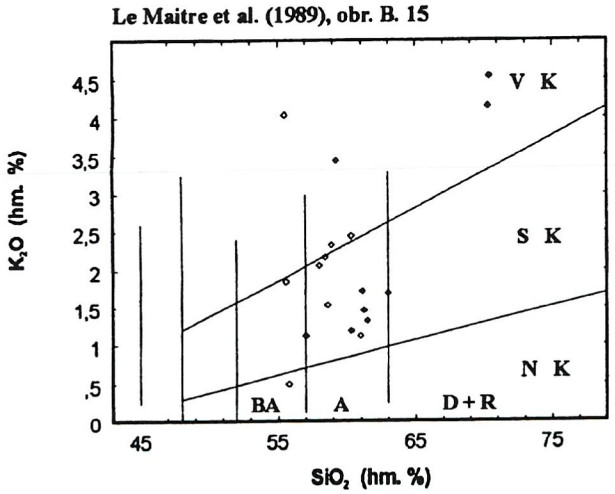
028-28











Vysvetlivky:

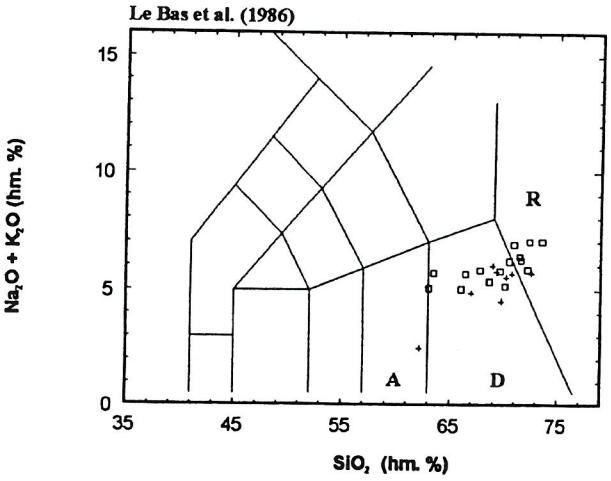
BA	bazaltický andezit	V K	vysoko draselný
A	andezit	S K	stredno draselný
D	dacit	N K	nízko draselný
R	ryolit		

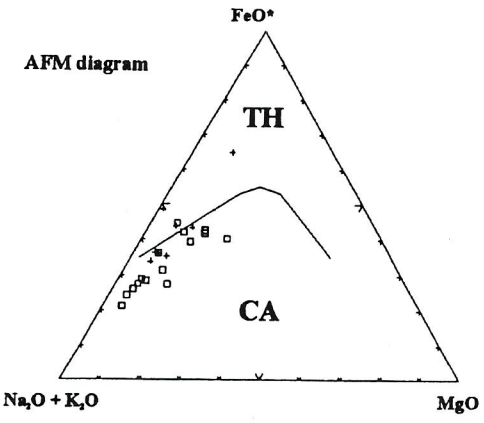
TH tholeiitická séria
CA vápenato-alkalická séria

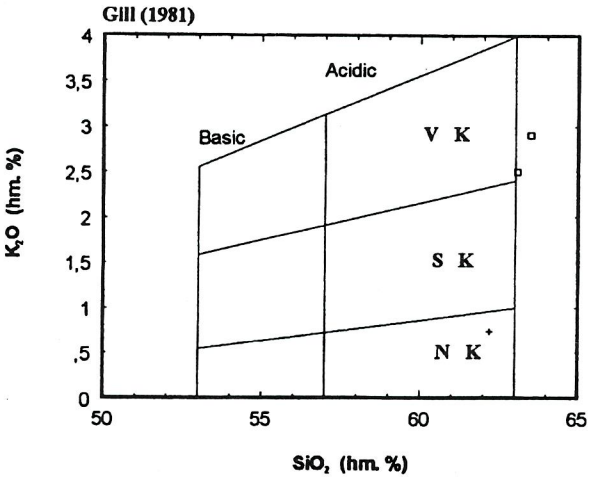
◦ člen Kurienec (andezity a lávovoklastické brekcie)

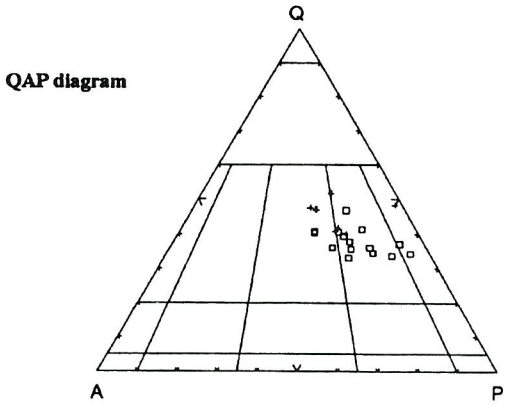
• intruzívno-extruzívne brekcie

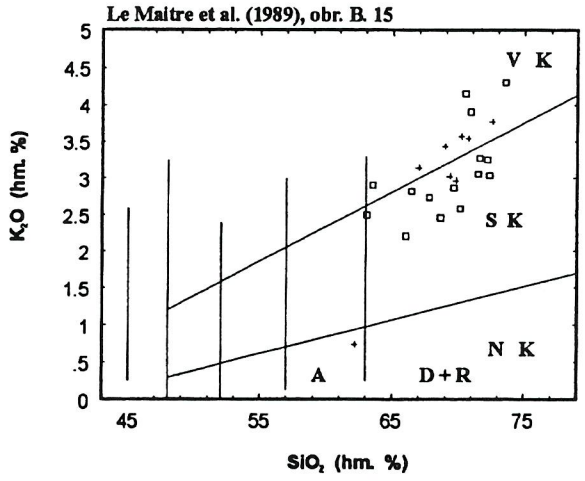
Obr. 19 : Klasifikačné diagramy formácie Šútovka











Vysvetlivky:

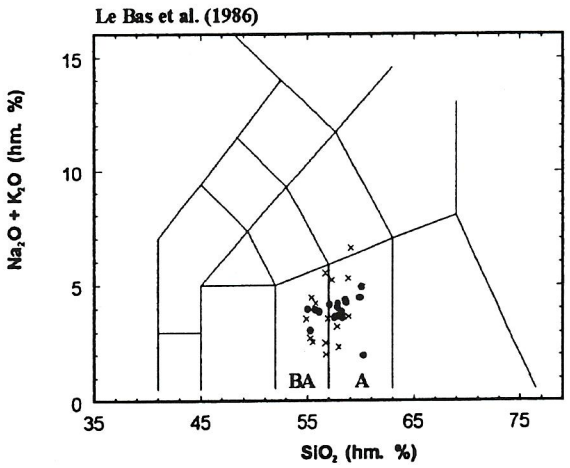
A	andezit	V K	vysoko draselný
D	dacit	S K	stredno draselný
R	ryolit	N K	nízko draselný

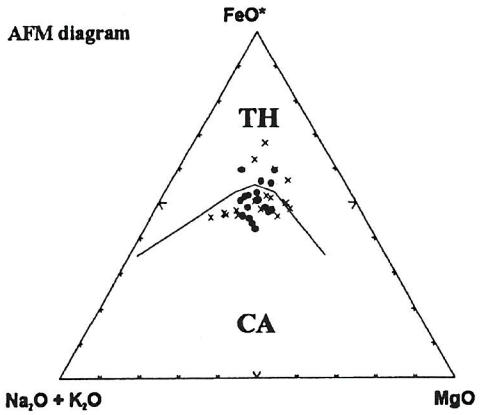
TH tholeiitická séria
CA vápenato-alkalická séria

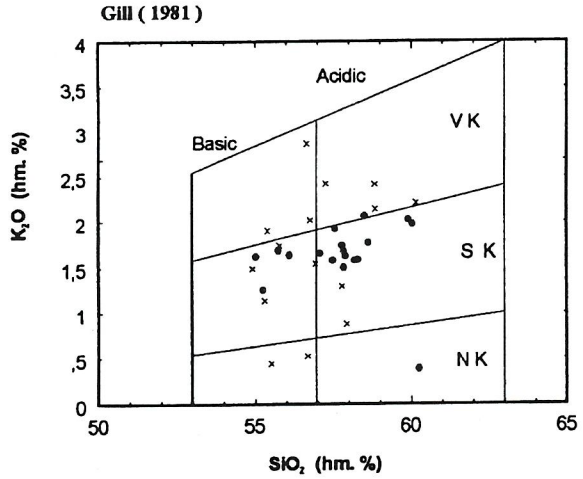
▫ člen Bobrovo (brekcie ryodacitov a ryodacity)
+ člen Bečov (pyroklastické horniny)

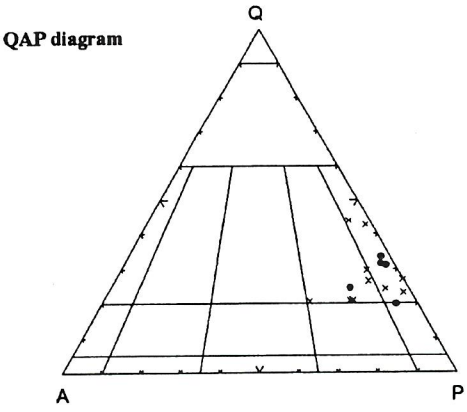
Obr. 20: Klasifikačné diagramy formácie Strelníky

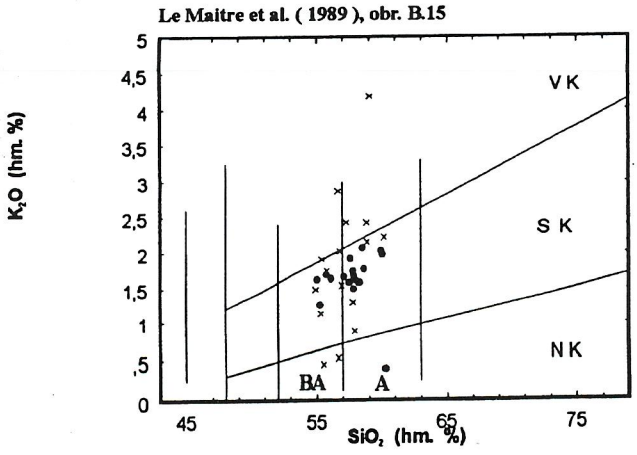
228-229











Vysvetlivky:

BA	bazaltický andezit	V K	vysokodraselný
A	andezit	S K	strednedraselný
		N K	nízkodraselný

TH tholeiitická séria
CA vápenato-alkalická séria

× člen Šafraníčka (intrúzie: dioritové a andezitové porfýry)

• člen Kopa (lávové prúdy andezitov)

Obr. 21 : Klasifikačné diagramy formácie Veľká Detva

Tab. 20 Kompletné silikátové analýzy neovulkanických hornín Poľany

Formácia Veľká Detva – člen Kopa									
Por. čís.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Č. vz.	D/20	309	4-S	2-5	363	264	305	269	3-8
SiO_2	54,36	54,53	55,75	55,89	56,46	56,30	56,93	57,24	59,45
TiO_2	0,75	0,77	0,87	0,74	0,79	0,56	0,69	0,69	0,64
Al_2O_3	17,95	18,45	18,11	18,16	17,10	18,79	18,55	18,80	16,72
Fe_2O_3	3,41	3,76	3,25	1,98	6,31	2,00	3,29	3,52	3,36
FeO	5,01	5,60	5,53	6,01	4,02	5,00	4,58	3,30	3,89
MnO	0,13	0,17	0,00	0,00	0,15	0,10	0,13	0,12	0,13
MgO	4,62	4,18	5,26	4,79	2,67	3,26	3,73	3,23	3,81
CaO	8,49	7,99	7,08	8,05	6,01	7,32	6,59	6,45	6,58
Na_2O	2,32	1,80	2,24	2,22	2,25	2,46	2,02	2,25	2,41
K_2O	1,60	1,24	1,69	1,63	1,70	1,46	1,60	2,02	2,01
P_2O_5	0,16	0,20	0,23	0,16	0,25	0,10	0,23	0,23	0,24
H_2O^+	0,56	0,84	0,22	0,24	1,17	0,96	0,81	1,37	0,41
H_2O^-	0,65	0,62	0,16	0,18	1,20	1,11	0,60	1,06	0,19
CO_2	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Súčet	100,01	100,15	100,39	100,05	100,08	98,60	99,75	100,28	99,86
CIPW									
Q	9,25	13,72	11,17	9,99	20,22	13,08	20,02	17,44	17,52
C	–	0,10	0,28	–	1,23	0,10	1,37	1,74	–
or	9,45	7,33	9,98	9,63	10,04	8,62	9,15	11,93	11,87
ab	19,62	15,22	18,95	18,78	19,03	20,81	17,54	19,03	20,38
an	33,84	38,32	33,61	34,78	28,18	35,65	30,18	30,49	28,87
di	5,84	–	–	3,36	–	–	–	–	1,77
hy	14,06	16,62	19,12	18,45	7,78	14,90	17,33	10,27	12,18
mt	4,95	5,45	4,71	2,87	9,15	2,90	2,77	5,11	4,87
hm	–	–	–	–	–	–	–	–	–
il	1,43	1,46	1,65	1,41	1,50	1,06	1,16	1,31	1,22
ap	0,37	0,46	0,53	0,37	0,58	0,23	0,47	0,53	0,56

pokračovanie tab. 20

Formácia Veľká Detva – člen Kopa									
Por. čís.	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Č. vz.	D-13	D/19	334	270	D/10	179	277	207	274
SiO_2	58,93	54,60	57,05	56,97	59,58	56,47	56,33	56,48	56,96
TiO_2	0,75	0,70	0,32	0,71	0,65	0,60	0,67	0,62	0,36
Al_2O_3	19,60	18,42	19,17	18,67	14,94	18,25	18,18	19,29	18,67
Fe_2O_3	3,50	8,02	3,68	3,12	2,35	3,01	4,31	2,22	1,60
FeO	4,03	2,07	3,88	4,38	5,29	5,43	4,02	5,15	4,58
MnO	0,08	0,04	0,25	0,12	0,04	0,12	0,15	0,10	0,15
MgO	2,99	3,79	2,92	3,47	4,45	3,40	3,53	2,91	3,97
CaO	5,74	5,50	6,73	6,55	6,80	7,32	7,01	6,70	6,55
Na_2O	1,55	1,66	2,25	2,00	2,92	2,46	2,00	2,46	2,40
K_2O	0,38	1,82	1,55	1,55	1,96	1,64	1,55	1,64	1,72
P_2O_5	0,27	0,25	0,23	0,21	0,28	0,24	0,25	0,10	0,22
H_2O^+	0,52	3,61	0,97	1,18	0,19	0,88	1,35	1,31	1,41
H_2O^-	1,02	3,27	0,70	0,92	0,43	0,56	0,44	0,72	1,12
CO_2	0,18	–	–	–	–	–	–	–	–
Súčet	99,53	100,75	99,70	99,85	99,88	100,38	99,79	99,70	99,52
CIPW									
Q	30,93	21,27	18,10	18,76	13,79	12,96	17,85	14,42	14,03
C	6,85	2,32	2,11	2,30	–	–	1,07	1,53	1,48
or	2,24	10,75	9,16	9,16	11,58	9,69	9,16	9,69	10,16
ab	13,11	14,04	19,03	16,92	24,70	20,81	16,92	20,81	20,30
an	26,71	25,65	31,88	31,12	21,88	33,92	33,14	32,58	31,05
di	–	–	–	–	8,17	0,68	–	–	–
hy	10,85	9,44	11,28	13,15	13,86	14,84	11,77	14,02	16,65
mt	5,08	4,77	5,34	4,53	3,41	4,37	6,25	3,22	2,32
hm	–	4,73	–	–	–	–	–	–	–
il	1,43	1,33	0,61	1,35	1,24	1,14	1,27	1,18	0,68
ap	0,63	0,58	0,53	0,49	0,65	0,56	0,58	0,23	0,51

pokračovanie tab. 20

Formácia Veľká Detva – člen Šafranička									
Por. čís.	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Č. vz.	D-22/ 16,2 m	D-22/ 157,2 m	D-12/ 110,0 m	D/5	D/6	449	1	717	872
SiO_2	51,08	50,70	50,64	53,88	54,64	53,06	54,89	54,23	55,24
TiO_2	0,38	0,22	0,56	0,95	0,47	0,82	0,88	0,90	0,89
Al_2O_3	32,88	13,86	15,93	17,66	17,57	16,90	17,53	17,27	16,72
Fe_2O_3	11,10	8,13	4,02	3,28	5,40	9,13	9,12	4,36	8,81
FeO	0,36	2,59	2,69	5,67	5,69			3,34	–
MnO	0,13	0,14	0,15	0,12	0,00	0,13	0,16	0,20	0,11
MgO	2,99	2,69	4,49	4,68	4,37	4,60	4,00	5,07	3,72
CaO	4,44	6,80	8,39	8,15	7,70	6,53	7,38	6,21	6,29
Na_2O	1,33	1,30	1,79	2,04	1,61	2,44	2,44	1,93	2,59
K_2O	1,86	0,77	0,47	1,46	1,12	1,82	1,71	1,47	2,79
P_2O_5	0,23	0,30	0,19	0,20	0,21	0,34	0,27	0,26	0,33
H_2O^+	9,63	8,48	9,31	0,45	0,82	3,01	0,74	1,91	1,54
H_2O^-	1,26	0,96	1,13	1,25	–	0,87	0,72	0,56	0,30
SO_3	–	–	–	–	0,22	0,17	0,07	1,85	0,23
S	7,09	4,04	0,50		–	–	–	–	–
Súčet	100,96	100,98	100,26	99,79	99,82	99,82	99,91	99,56	99,56
CIPW									
Q	22,88	22,90	15,21	10,63	16,22	8,96	10,66	16,93	9,18
C	1,13	–	–	–	0,22	–	–	1,84	–
or	11,00	4,55	2,78	8,62	6,62	10,75	10,10	8,68	16,48
ab	11,24	10,98	15,12	17,25	13,62	20,64	20,64	16,32	21,91
an	20,54	29,66	34,06	34,72	36,82	29,79	31,83	29,10	25,76
di	–	1,65	5,02	3,57	–	0,31	2,51	–	2,69
hy	7,47	5,95	9,84	16,26	16,08	18,23	15,61	14,03	14,44
wo	–	–	1,95	–	–	–	–	–	–
mt	0,48	8,16	5,83	4,76	7,83	4,10	4,09	6,32	3,96
hm	10,77	2,51	–	–	–	–	–	–	–
il	0,72	0,41	1,06	1,81	0,89	1,56	1,67	1,71	1,69
ap	0,50	0,65	0,41	0,46	0,49	0,79	0,60	0,60	0,77

pokračovanie tab. 20

Formácia Veľká Detva – člen Šafranička							
Por. čís.	28	29	30	31	32	33	34
Č. vz.	565	9	D/7	5	560	452	375
SiO_2	52,87	56,45	58,22	58,25	57,51	52,48	56,18
TiO_2	0,82	1,01	0,25	0,60	0,83	0,95	0,67
Al_2O_3	16,57	16,88	16,45	17,40	17,55	17,11	18,31
Fe_2O_3	8,42	8,71	3,95	7,14	7,81	3,79	4,71
FeO	–	–	4,16	–	–	3,48	3,30
MnO	0,18	0,15	0,18	0,13	0,14	0,09	0,08
MgO	4,01	3,42	2,58	2,59	2,70	4,49	3,83
CaO	8,09	6,56	5,75	5,69	5,71	9,44	6,73
Na_2O	0,00	2,75	2,40	2,63	2,82	2,02	1,90
K_2O	1,88	2,39	4,12	2,14	2,36	0,42	1,26
P_2O_5	0,30	0,24	0,46	0,25	0,30	0,23	0,23
H_2O^+	3,67	0,54	0,37	2,05	1,03	3,88	1,63
H_2O^-	0,39	0,39	1,37	1,05	0,77	0,47	1,10
SO_3	–	0,07	–	0,04	0,04	1,26	–
Súčet	99,57	99,56	100,26	99,96	99,57	100,11	99,93
CIPW							
Q	20,31	10,92	12,46	16,92	14,06	13,96	20,3
C	0,55	–	–	1,01	0,70	–	2,1
or	11,11	14,12	24,34	12,64	13,94	2,48	7,5
ab	–	23,26	20,30	22,24	23,85	17,08	16,0
an	38,17	26,66	21,95	26,59	26,36	36,38	31,9
di	–	3,53	2,91	–	–	7,07	–
hy	16,38	13,07	9,29	12,00	12,49	9,69	10,8
wo	–	–	–	–	–	–	–
mt	3,79	3,92	5,73	3,21	3,51	5,50	6,8
hm	–	–	–	–	–	–	–
il	1,56	1,92	0,48	1,14	1,58	1,81	1,3
ap	0,70	0,56	1,07	0,58	0,70	0,53	0,5

pokračovanie tab. 20

Formácia Strelníky – člen Bobrovo								Amfibol–hypersten–biotitový ryodacit až ryolit	
Por. čís.	35	36	37	38	40	41	42	43	44
Č. vz.	D-14/ 78,5 m	D-16/ 145,4 m	D-14/ 93,0 m	D-18/ 86,0 m	D-18/ 167,0 m	D-18/ 10,5 m	D-14/ 16,0 m	1138	D/2
SiO_2	57,30	62,10	61,65	65,30	67,62	63,90	58,06	61,10	66,94
TiO_2	0,59	0,53	0,50	0,07	0,13	0,46	0,59	0,46	0,27
Al_2O_3	15,71	15,07	16,22	13,95	13,17	16,32	15,44	15,07	15,21
Fe_2O_3	1,57	3,02	0,48	1,19	1,50	1,54	1,60	1,60	3,27
FeO	3,59	1,65	2,87	0,86	0,86	2,08	3,45	3,20	1,62
MnO	0,14	0,10	0,09	0,13	0,03	0,08	0,14	0,08	0,05
MgO	1,81	1,40	1,20	0,40	0,40	0,59	2,59	1,60	1,04
CaO	4,16	4,16	4,16	3,61	1,67	3,61	5,28	4,60	3,45
Na_2O	2,54	2,67	2,44	2,74	2,52	2,92	2,36	2,62	2,84
K_2O	2,62	2,64	2,76	2,90	3,96	2,58	2,30	2,04	2,40
P_2O_5	0,22	0,18	0,27	0,21	0,10	0,19	0,27	0,18	0,42
H_2O^+	7,10	4,35	5,70	5,65	4,73	2,95	5,00	0,84	0,34
H_2O^-	0,84	1,28	0,89	2,30	2,63	1,57	1,91	6,05	2,33
SO_3	1,39	0,16	0,04	0,12	0,12	0,60	0,17	–	–
Súčet	99,58	99,31	99,27	99,43	99,44	99,39	99,25	99,44	100,18
CIPW									
Q	19,63	26,39	25,22	30,90	34,78	28,53	19,55	24,55	33,49
C	1,66	0,72	2,29	0,22	1,98	2,62	0,11	0,62	2,68
or	15,60	15,77	16,48	17,55	24,04	15,48	13,88	12,05	14,18
ab	21,65	22,84	20,81	23,77	21,91	25,12	20,38	22,16	24,02
an	19,40	19,71	19,14	16,98	7,88	16,96	24,92	21,64	14,37
di	–	–	–	–	–	–	–	–	–
hy	9,14	3,54	7,30	1,75	1,20	3,48	10,90	7,92	2,59
wo	–	–	–	–	–	–	–	–	–
mt	2,29	4,14	0,70	1,77	2,23	2,28	2,49	2,32	4,60
hm	–	0,21	–	–	–	–	–	–	0,10
il	1,14	1,03	0,95	0,13	0,25	0,89	1,14	0,87	0,51
ap	0,51	0,42	0,60	0,49	0,23	0,44	0,63	0,42	0,97

pokračovanie tab. 20

Formácia Strelníky – člen Bobrovo									
	ryodacity								
Por. čís.	45	46	47	48	49	50	51	52	53
Č. vz.	D/1	D-2/ 139,5 m	1147	652/2	652/2	D-2/ 256,4 m	972	979	CH-13
SiO_2	70,46	63,75	65,08	68,96	68,96	64,22	69,32	67,53	73,12
TiO_2	0,30	0,21	0,26	0,22	0,22	0,23	0,26	0,23	0,12
Al_2O_3	12,57	18,30	14,04	16,14	16,14	14,82	15,42	15,11	14,07
Fe_2O_3	1,96	3,20	1,00	1,97	1,97	2,79	2,85	2,71	1,92
FeO	1,41		2,00						
MnO	0,05	0,05	0,07	0,02	0,02	0,04	0,04	0,06	0,02
MgO	1,49	1,10	0,90	0,40	0,40	0,50	0,50	0,50	0,30
CaO	2,21	1,52	4,60	2,50	2,50	2,65	2,51	2,22	1,94
Na_2O	3,90	0,71	2,74	3,23	3,23	1,87	2,94	2,81	3,29
K_2O	2,96	4,08	2,68	2,95	2,95	3,79	3,82	3,09	3,10
P_2O_5	0,09	0,13	0,10	0,09	0,09	0,18	0,10	0,10	0,09
H_2O^+	1,80		5,08	2,21		4,60	1,50	4,11	1,14
H_2O^-	0,86		0,75	0,91		0,26	0,51	1,01	0,79
SO_3	–			0,04		3,69	0,05	0,05	0,08
Súčet	100,06		99,50	100,21	99,64	99,64	99,82	99,62	99,98
CIPW									
Q	30,01		27,71	38,02	32,56	31,90	30,78	33,06	36,70
C	–		–	4,89	3,31	3,24	2,13	3,95	1,99
or	17,49		15,83	14,77	17,43	22,39	22,57	18,25	18,31
ab	32,98		23,17	21,14	27,32	15,90	24,87	23,77	27,83
an	8,06		18,10	10,91	11,81	11,97	11,80	10,36	9,03
di	1,83		3,38	–	–	–	–	–	–
hy	3,41		3,10	1,69	2,40	3,40	3,14	3,59	2,26
wo	–		–	–	–	–	–	–	–
mt	2,84		1,45	1,66	0,88	1,25	1,28	1,22	0,86
hm	–		–	3,30	–	–	–	–	–
il	0,57		0,49	0,27	0,42	0,44	0,49	0,44	0,23
ap	0,21		0,23	0,07	0,21	0,42	0,23	0,23	0,21

Formácia Strelníky – člen Bečov											
	Dajky			Pyroklastické prúdy				Redeponované tufy			
Por. čís.	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64
Č. vz.	537	D/8	621	CH-17	130	CH-1	CH-4	CH-5	D-1/38–39 m	CH-3	D-1/28,2 m
SiO_2	56,97	60,37	60,60	64,70	63,28	63,58	65,31	51,48	61,59	65,15	66,52
TiO_2	0,46	0,47	0,42	0,33	0,34	0,28	0,26	0,83	0,22	0,32	0,20
Al_2O_3	17,29	17,28	18,21	15,52	14,85	13,84	15,38	17,03	16,72	15,65	13,88
Fe_2O_3	3,14	3,51	4,68	3,96	3,42	4,91	3,64	5,94	3,72	3,78	3,26
FeO	2,86	3,16	0,15	–	0,82	–	–	–	0,97	–	–
MnO	0,11	0,03	0,08	0,07	0,08	0,04	0,06	0,02	0,02	0,03	0,03
MgO	2,22	2,88	1,40	0,90	1,00	0,69	0,49	0,84	0,11	0,59	0,49
CaO	5,05	4,25	4,86	2,49	2,68	2,05	1,79	4,38	3,90	2,90	1,93
Na_2O	3,42	1,66	2,70	2,43	1,41	1,77	1,97	1,45	1,59	2,57	1,79
K_2O	3,00	1,18	2,18	3,22	2,69	3,23	3,27	0,61	2,89	2,84	3,46
P_2O_5	0,13	0,58	0,25	0,16	0,11	0,12	0,12	0,18	0,23	0,15	0,11
H_2O^+	4,16	0,66	1,42	4,51	5,72	6,44	5,84	8,96	3,14	4,23	6,49
H_2O^-	0,33	4,22	0,72	1,35	2,84	2,53	1,58	7,56	5,31	1,33	1,68
SO_2	–	–	2,15	0,05	0,91	0,04	0,05	0,06	–	0,07	0,05
Súčet	99,64	100,25	99,82	99,69	100,15	99,52	99,78	99,34	100,41	99,61	99,89
CIPW											
Q	11,17	33,46	24,77	30,67	37,87	34,06	35,80	28,82	33,42	31,43	37,14
C	–	6,93	3,17	3,90	5,01	3,99	5,63	6,45	4,44	3,46	3,95
or	17,72	6,97	12,88	18,96	15,89	19,08	19,32	3,60	17,07	16,78	20,44
ab	28,92	14,04	22,84	20,55	11,93	14,97	16,66	12,26	13,45	21,65	15,14
an	22,97	17,30	22,47	11,31	12,57	9,38	8,10	20,55	17,84	13,41	8,85
di	0,99	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
hy	7,15	9,35	3,49	5,32	2,49	5,65	4,13	5,99	0,27	4,34	3,82
wo	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
mt	4,55	5,09	–	1,78	1,92	2,20	1,64	2,67	2,55	1,70	1,47
hm	–	–	4,68	–	2,10	–	–	–	1,96	–	–
il	0,87	0,89	0,49	0,63	0,65	0,53	0,49	1,58	0,42	0,59	0,38
ap	0,30	1,34	0,58	0,37	0,26	0,28	0,28	0,42	0,53	0,35	0,26

Formácia Šutovka – člen Kurienec											
Por. čís.	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75
Č. vz.	D-7/ 56,0 m	D-7/ 161,0 m	D-7/ 214,0 m	D-7/ 305,0 m	D-18/ 210,0 m	D-18/ 297,0 m	292	D-15/ 64,5 m	D-15/ 103,7 m	D-15/ 171,0 m	D-15 255,5 m
SiO_2	57,08	54,89	49,53	50,64	50,78	53,15	57,21	54,26	54,20	57,69	56,74
TiO_2	0,89	0,92	0,93	1,20	0,79	0,79	0,50	0,59	0,55	0,65	0,44
Al_2O_3	18,39	16,38	14,27	15,59	15,57	16,09	17,01	17,23	16,64	15,81	17,92
Fe_2O_3	6,93	6,44	9,21	6,61	5,07	3,24	2,96	2,65	5,90	6,19	2,80
FeO	neurč.	neurč.	neurč.	neurč.	3,45	4,02	5,60	2,92	0,27	0,82	1,70
MnO	0,11	0,10	0,19	0,12	0,17	0,13	0,13	0,09	0,09	0,15	0,08
MgO	3,01	2,85	4,24	2,32	3,79	2,59	3,73	2,89	3,04	3,99	2,15
CaO	6,99	4,63	5,76	6,04	5,84	5,27	6,73	5,51	4,63	4,40	4,49
Na_2O	2,75	1,85	1,26	2,07	2,40	2,60	2,05	2,05	2,13	2,60	1,97
K_2O	2,03	1,55	3,61	1,88	1,00	2,10	1,50	3,16	2,20	1,24	1,53
P_2O_5	0,25	0,23	0,29	0,25	0,21	0,29	0,21	0,25	0,23	0,30	0,22
H_2O^+	0,74	3,97	4,98	8,42	5,55	6,00	1,86	8,18	7,80	3,99	7,55
H_2O^-	0,35	5,32	4,30	4,12	4,30	2,86	0,28	0,15	1,96	1,82	1,97
SO_2	0,10	1,62	0,80	1,35	0,11	0,14	–	0,41	0,41	0,32	0,38
Súčet	99,62	101,40	99,37	101,16	99,03	99,27	99,77	100,34	100,05	99,97	99,94
CIPW											
Q	12,64	22,71	8,28	14,02	15,64	14,46	16,88	13,74	19,57	23,27	27,11
C	–	3,79	–	–	0,46	0,68	0,28	0,99	2,86	2,89	5,36
or	11,99	9,16	21,33	11,11	6,20	12,76	8,86	18,69	13,01	7,33	9,04
ab	23,26	15,64	10,66	17,51	21,23	22,67	17,34	17,32	18,00	21,97	16,64
an	31,82	21,46	22,62	27,70	28,87	24,97	32,01	25,72	21,48	19,88	20,85
di	1,00	–	3,31	0,51	–	–	–	–	–	–	–
hy	11,84	11,45	15,87	9,59	11,08	10,39	16,53	9,58	7,60	9,97	5,60
mt	3,12	2,90	4,15	2,97	7,70	4,84	4,29	3,84	–	1,24	4,06
hm	–	–	–	–	–	–	–	–	5,90	5,32	–
il	1,69	1,75	1,77	2,28	1,58	1,54	0,95	1,12	0,76	1,23	0,83
ap	0,58	0,53	0,67	0,58	0,51	0,70	0,49	0,54	0,50	0,65	0,48

pokračovanie tab. 20

Formácia Šutovka – člen Kurienec										
Por. čís.	76	77	78	79	80	81	82	83	84	85
Č. vz.	D-12/ 89,0 m	D-11/ 20,5 m	D-11/ 38,5 m	D-11/ 70,5 m	D-11/ 320,0 m	D-8/ 69,0 m	D-8/ 170,0 m	D-8/ 197,5 m	D-8/ 251,0 m	D-8/ 358,0 m
SiO_2	48,83	55,59	47,93	54,25	55,03	64,95	53,23	56,94	57,31	66,38
TiO_2	0,54	0,51	0,84	0,53	0,61	0,28	0,71	0,32	0,26	0,34
Al_2O_3	15,95	16,31	17,45	17,09	18,47	18,43	16,89	15,83	18,38	17,27
Fe_2O_3	4,61	3,29	3,75	2,10	2,28	2,48	1,38	1,79	3,11	1,50
FeO	2,33	3,43	3,69	1,89	3,00	0,18	4,60	3,57	2,99	0,00
MnO	0,11	0,09	0,15	0,09	0,14	0,01	0,13	0,14	0,09	0,03
MgO	4,69	5,19	3,49	3,29	2,50	0,53	3,10	2,89	2,50	1,26
CaO	8,29	4,54	5,93	6,48	5,51	1,02	6,21	6,82	5,01	2,70
Na_2O	1,54	1,26	1,14	2,02	2,91	0,35	0,75	1,18	2,32	0,20
K_2O	0,44	1,38	1,60	1,00	2,55	3,84	1,05	1,20	1,37	4,28
P_2O_5	0,20	0,25	0,29	0,23	0,32	0,30	0,22	0,22	0,23	0,29
H_2O^+	10,07	5,58	9,29	7,82	4,96	4,76	10,07	8,28	5,60	5,52
H_2O^-	2,29	2,23	4,06	2,98	1,37	0,82	1,38	0,78	0,51	0,20
SO_2	0,55	0,27	0,90	0,36	0,32	1,76	0,29	–	–	–
S	–	–	–	–	–	–	–	0,15	0,21	0,47
Súčet	100,44	99,92	100,51	100,13	99,97	99,78	99,61	100,01	99,89	100,44
CIPW										
Q	14,95	24,86	16,89	20,05	12,40	46,10	24,36	25,23	23,57	42,00
C	–	5,06	3,73	1,42	1,64	12,56	3,76	0,90	4,53	8,09
or	2,60	8,16	9,46	5,91	15,08	22,68	6,20	7,09	8,09	25,28
ab	13,01	10,64	9,63	17,07	24,59	2,96	6,34	9,96	19,62	1,69
an	35,26	20,90	27,54	30,66	25,26	3,10	29,37	31,89	23,35	11,50
di	3,56	–	–	–	–	–	–	–	–	–
hy	10,07	15,87	11,28	9,25	9,12	1,32	14,75	12,00	8,88	3,14
mt	6,30	4,77	5,43	3,04	3,30	–	–	2,60	4,51	–
hm	0,26	–	–	–	–	2,58	–	–	–	1,50
il	1,02	0,96	1,59	1,00	1,15	0,40	0,59	0,61	0,49	0,06
ap	0,43	0,54	0,63	0,50	0,69	0,70	0,51	0,51	0,53	0,67
ru	–	–	–	–	–	0,07	–	–	–	0,31

pokračovanie tab. 20

Extruzívny komplex formácie Rohy													
Por. čís.	86	87	88	89	90	91	92	93	94	95	96	97	98
Č. vz.	482	212	D-4/ 59,50 m	D-4/ 135,0 m	D-4/ 91,60 m	220	349	D/16	29	188	31	337	KR-2
SiO_2	58,96	58,10	57,70	57,80	57,52	57,10	57,08	57,73	53,92	54,15	59,88	56,78	55,40
TiO_2	0,37	0,58	0,53	0,61	0,57	0,56	0,62	0,77	0,60	0,81	0,36	0,57	1,70
Al_2O_3	17,35	17,35	18,06	17,50	16,82	18,36	19,90	17,09	18,80	19,35	19,62	18,63	16,91
Fe_2O_3	6,60	3,19	4,86	4,18	4,83	3,19	3,60	5,27	4,56	4,55	2,82	3,19	3,88
FeO	1,51	5,00	2,31	3,10	1,08	2,86	2,87	3,14	4,43	3,44	2,48	2,88	4,41
MnO	0,08	0,12	0,12	0,12	0,15	0,10	0,05	0,12	0,14	0,07	0,03	0,10	1,87
MgO	1,36	2,62	2,86	2,57	2,60	2,61	1,68	3,00	4,40	1,56	1,45	3,42	4,36
CaO	5,61	6,63	6,69	6,20	4,93	6,21	6,86	6,92	7,37	8,72	6,09	7,57	7,99
Na_2O	2,66	2,46	2,50	2,60	2,34	2,32	3,37	2,60	2,26	2,70	3,10	2,25	0,45
K_2O	2,12	1,80	1,52	1,74	1,88	1,56	2,17	1,97	1,62	2,26	1,92	2,10	1,65
P_2O_5	0,22	0,21	0,08	0,09	0,09	0,12	0,50	0,24	0,13	0,91	0,20	0,25	0,05
H_2O^+	1,36	1,11	1,31	1,62	3,07	2,31	1,01	0,82	1,53	1,39	1,16	1,42	0,42
H_2O^-	2,11	0,86	0,88	1,66	4,30	3,10	0,61	0,20	0,33	0,56	1,23	0,68	0,25
SO_2	–	–	0,24	0,21	0,14	–	st.	–	–	st.	st.	–	–
Súčet	100,31	100,03	99,46	100,00	100,32	100,40	100,32	99,87	99,79	100,47	100,34	99,84	98,84
CIPW													
Q	21,97	16,88	18,99	18,52	22,55	19,94	12,78	17,08	10,96	11,47	19,11	14,50	20,11
C	1,01	–	0,33	0,29	2,19	1,86	0,74	–	0,24	–	1,85	–	–
or	12,52	10,63	8,98	10,28	11,11	9,22	12,82	11,64	9,57	13,35	11,34	12,41	9,75
ab	22,50	20,81	21,14	21,99	19,79	19,62	28,50	21,99	19,11	22,84	26,22	19,03	3,81
an	26,39	30,99	32,66	30,16	23,86	30,02	30,76	29,15	35,71	34,01	28,90	34,54	39,25
di	–	0,43	–	–	–	–	–	2,82	–	2,65	–	1,10	0,04
hy	3,39	12,11	7,12	7,85	6,47	8,37	5,54	6,51	14,58	3,96	5,29	9,89	17,21
wo	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
mt	4,05	4,63	6,29	6,06	2,31	4,63	5,22	7,64	6,61	6,60	4,09	4,63	5,63
hm	3,81	–	0,32	–	3,23	–	–	–	–	–	–	–	–
il	0,70	1,10	1,01	1,16	1,08	1,06	1,18	1,64	1,14	1,54	0,68	1,08	2,28
ap	0,51	0,49	0,19	0,21	0,21	0,28	1,16	0,56	0,30	2,11	0,46	0,58	0,12

VYSVETLIVKY KU GEOLOGICKEJ MAPE POĽANY

Geologická služba SR, Vydavateľstvo Dionýza Štúra, Bratislava 1997

Vedúca redakcie: Ing. Janka Hrtusová
Jazyková redaktorka: Mgr. Viera Gardošová
Technická redaktorka: Gabriela Šipošová
Preklad do angličtiny: RNDr. Bohumil Molák, CSc.
Príprava textov na počítači: Mária Cabadajová
Náklad: 450 kusov. Tlač a knihárske spracovanie: Crolit Nové Zámky

ISBN 80-85314-76-2