

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE

SLOVENSKÉHO RUDOHORIA
západná časť

1 : 50 000

Zostavil: Vladimír Bezák



GEOLOGICKÁ SLUŽBA SLOVENSKEJ REPUBLIKY
VYDAVATELSTVO DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1999



VYSVETLIVKY
k regionálnym
geologickým
mapám
Slovenska

Predseda redakčnej rady:

RNDr. Milan POLÁK, CSc.

Členovia redakčnej rady:

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

Vladimír BEZÁK, Ľubomír HRAŠKO, Martin KOVÁČIK, Ján MADARÁS,
Pavol SIMAN, Ján PRISTAŠ, Ladislav DUBLAN, Vlastimil KONEČNÝ, Dušan
PLAŠIENKA, Anna VOZÁROVÁ, Peter KUBEŠ, Jaromír ŠVASTA, Miroslav
SLAVKAY, Pavol LIŠČÁK

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE

**SLOVENSKÉHO RUDOHORIA –
západná časť**

1 : 50 000

Zostavil: Vladimír Bezák



GEOLOGICKÁ SLUŽBA SLOVENSKEJ REPUBLIKY
VYDAVATELSTVO DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1999

© Geologická služba Slovenskej republiky, Vydavateľstvo Dionýza Štúra, Bratislava 1999

ISBN 80-88974-08-9

OBSAH

ABSTRAKT	7
ÚVOD	9
Regionálny geologický prehľad (V. Bezák).....	11
Geografická a geomorfologická charakteristika (V. Bezák, L. Dublan)	12
Prehľad geologických výskumov a prác (V. Bezák, M. Kováčik, D. Plašienka).....	14
OPIS GEOLOGICKEJ STAVBY (V. Bezák).....	20
CHARAKTERISTIKA VYČLENENÝCH GEOLOGICKÝCH JEDNOTIEK	22
Veporikum	22
Proterozoikum? – Paleozoikum	22
Metamorfované horniny (M. Kováčik, V. Bezák, P. Siman, J. Madarás, L. Hraško)	22
Magmatické horniny (L. Hraško, V. Bezák, P. Siman, M. Kováčik).....	44
Vrchný karbón (A. Vozárová, V. Bezák)	76
Perm (A. Vozárová)	77
Trias (D. Plašienka).....	78
Gemerikum (A. Vozárová, D. Plašienka)	81
Silicikum (D. Plašienka)	82
Terciér (L. Dublan, V. Konečný).....	86
Kvartér (J. Pristaš)	101
CHARAKTERISTIKA TEKTONICKÝCH POMEROV (V. Bezák, D. Plašienka)	115
ZHODNOTENIE GEOFYZIKÁLNYCH ÚDAJOV (P. Kubeš)	120
GEOLOGICKÝ A TEKTONICKÝ VÝVOJ ÚZEMIA (V. Bezák, M. Kováčik, D. Plašienka, L. Dublan)	125
HYDROGEOLOGICKÉ POMERY (J. Švasta).....	131
PREHLAD LOŽÍSK NERASTOV REGIÓNU (M. Slavkay).....	139

CHARAKTERISTIKA GEOFAKTOROV ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA (P. Liščák)	142
VÝZNAMNÉ GEOLOGICKÉ LOKALITY (V. Bezák, L. Dublan, Ľ. Hraško, M. Kováčik, J. Madarás, D. Plašienka, P. Siman)	150
ZÁVER	160
LITERATÚRA	162
GEOLOGICAL STRUCTURE AND EVOLUTION OF THE SLOVENSKÉ RUDOHORIE MTS. – WESTERN PART (Summary)	177

ABSTRAKT

Región Slovenské rudohorie – západná časť – susedí na západe s regiónmi Javoria, Poľany a Čierťaž, na severe s regiónom Nízkych Tatier, na juhu s Lučenskou kotlinou a na východe s regiónom Slovenské rudohorie – stredná časť. V jeho stavbe dominujú proterozoicko?-paleozoické horniny kryštalinika, ktoré sú súčasťou paleoalpínskej tektonickej jednotky veporika. Lokálne je zachovaný aj vrchnopaleozoicko-mezozoický obal kryštalinika. Ako tektonické trosky sa vyskytujú relikty paleoalpínskych príkrovových jednotiek gemerika a silicika. Popříkrovové jednotky sú zastúpené sedimentmi paleogénu, neogénu a kvartéru a neogénnymi vulkanitmi.

Kryštalinikum budujú komplexy metamorfítov a granitoidov. Podľa výsledkov najnovšieho výskumu je možné zoskupiť metamorfity do dvoch základných hercýnskych litotektonických jednotiek – vysoko metamorfované komplexy tvorili tzv. strednú jednotku v rámci pôvodnej hercýnskej stavby a nízko metamorfované komplexy spodnú jednotku. Vznik oboch jednotiek súvisel so strednokôrovými násunmi, ktoré sprevádzali hlavnú hercýnsku kolíziu. V mezozoiku pri paleoalpínskych tektonických udalostiach boli komplexy kryštalinika fragmentované a stali sa súčasťou nových tektonických jednotiek. Ich pôvodné súvislosti boli porušené. Takto pri dlhodobých hercýnskych a následných alpínskych tektonometamorfných procesoch sa vytvorila pestrá a komplikovaná stavba veporického kryštalinika.

V severnej časti regiónu prevládajú para- a ortorulové horniny, v rôznej miere diaftorizované, a pásma bridlíc a fylitov, ktorých genéza nie je spoľahlivo doriešená. Môže ísť tak o progresívne, ako aj o retrográdne metamorfované horniny. V strižných zónach prenikali malé intrúzie granitov typu A (typ Hrončok).

Strednú časť územia regiónu budujú mohutné granitoidné intrúzie. Ich základom sú tonality – granodiority typu S, ktoré intrudovali do hercýnskej tektonickej stavby paralelne s foliáciou metamorfítov (prevládajú úklony foliácie na sever). Táto zóna sa však vyznačuje aj najmohutnejším vývojom neohercýnskych granitoidných intrúzií typu I (okolo 300 Ma). Je to komplex tonalitov a porfyrických granitoidov síhlianskeho a ípeľského typu. V súčasnosti táto zóna predstavuje pravdepodobne najhlbšie erodovanú časť veporického kryštalinika.

Južnú časť územia regiónu (južne od divínskeho zlomu) budujú komplexy vrchnejšej hercýnskej stavby (hybridný komplex a rimavické typy granitoidov so svojim metamorfovaným plášťom), pomedzi ktoré prenikajú v transparentných alpínskych zónach metamorfované komplexy spodnej hercýnskej štruktúrnej úrovne (najmä svory). V južnej zóne majú významný podiel aj pásma bridlíc. Väčšinou ide o monotónne chloriticko-muskovitické, prípadne kremité bridlice, často so zastúpením uhlikatej hmoty. Geneticky môže ísť tak o progresívne, ako aj o retrográdne metamorfované horniny. Zvláštnym komplexom sú bridlice s polohami metakarbonátov (tzv. sinecký komplex).

V južnej oblasti sú najviac zachované (okrem územia sz. od Tisovca) aj zvyšky vrchnopaleozoicko-mezozoického obalu (najmä v tuhárskej synforme), ktorý je alpínsky metamorfovaný v podmienkach fácie zelených bridlíc. Obal kryštalinika zastupujú vrch-

nokarbónske metapieškovce a bridlice (najmä slatvinské súvrstvie), permské metaarkózy a zlepenec (rimavské súvrstvie) a triasové horniny federatskej skupiny (metakvarcity, bridlice, dolomity a kryštalicke vápence).

Z juhu sú na veporické kryštalikum a jeho obal nasunuté komplexy gemerika, v regióne zastúpené ochtinskou skupinou, ktorá vystupuje najmä pozdĺž lubenickej línie a v príkrovových troskách. Ochtinskú skupinu spodnokarbónskeho veku v rámci regiónu tvoria najmä fylity a bridlice, často s vysokým zastúpením uhlíkatej hmoty, menej metakarbonáty. Z ďalších príkrovových jednotiek sa severne od Tisovca zachovala tektonická troska silicika, budovaná triasovými karbonátmi muránskeho príkrova.

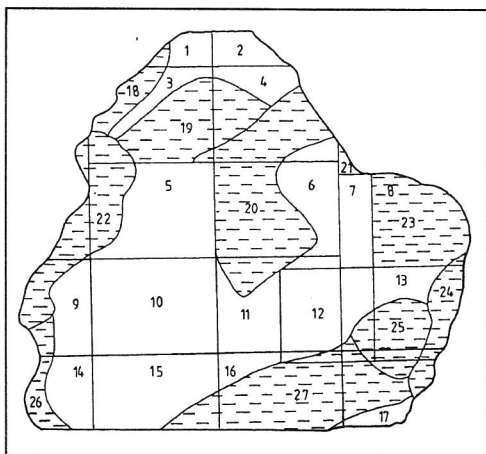
K popríkrovovým jednotkám patria paleogénne sedimenty v breznianskej panve, neogénne vulkanické horniny, ktoré sú súčasťou stratovulkanických komplexov Javoria a Poľany, alebo vystupujú ako relikt na horninách veporika, a sedimenty poltárskeho súvrstvia pliocénneho veku v južnej časti regiónu. Kvartérne sedimenty patria k rozličným genetickým typom – najviac zastúpené sú proluviálne, deluviálne, fluviálno-deluviálne a fluviálne sedimenty.

Súčasťou vysvetliviek ku geologickej mape regiónu je aj stručné zhodnotenie výsledkov geofyzikálneho a hydrogeologického výskumu a zhodnotenie potenciálu nerastných surovín a geofaktorov životného prostredia.

ÚVOD

Región Slovenské rudohorie – západná časť – susedí na východe s regiónom Slovenské rudohorie – stredná časť (Klinec, 1976), na severe s regiónom Nízke Tatry (Biely et al., 1992), na západe s regiónmi Čierťaž (mapa v štádiu prípravy), Poľana (Dublan et al., 1997) a Javorie (Konečný et al., 1998) a na juhu s Lučenskou kotlinou (Vass et al., 1992). Z hľadiska edície regionálnych geologických máp Slovenska v mierke 1 : 50 000 je región Slovenské rudohorie – západná časť – už tridsiatym deviatym zostaveným regiónom a plošne patrí k tým rozsiahlejším (jeho plocha je cca 1 350 km²).

Regionálna geologická mapa západnej časti Slovenského rudohoria 1 : 50 000 je súčasťou syntézou predstáv o geologickej stavbe tohto regiónu tak, ako vznikali a menili sa v priebehu geologického mapovania a tematického výskumu, na ktorom sa podieľal široký kolektív geológov. Geologické mapovanie v mierke 1 : 25 000 sa začalo vzápätí po vydaní mapy strednej časti Slovenského rudohoria (Klinec, 1976). Mapovanie postupovalo v kohútскеj zóne v smere od SV na JZ, pokračovalo na severe v krakovskej zóne a nakoniec v strednej, granitoidnej časti. Na geologickom mapovaní kryštalinika sa podieľali najmä pracovníci GÚDŠ, resp. GS SR. Redaktori jednotlivých listov sú uvedení v prehľade mapovania (obr. 1) a so spoluautormi v prehľade literatúry.



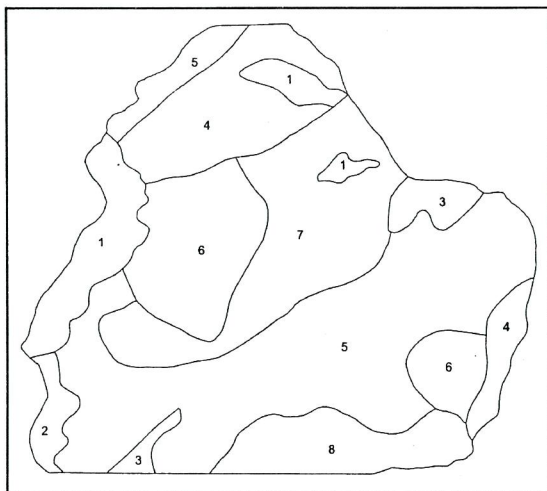
Obr. 1 Prehľad mapovania
(čiarkovane reambulované územia)

Základné mapy: 1 – A. Klinec et al. (1987), 2 – J. Ivanička et al. (1986), 3 – L. Hraško et al. (1987), 4 – A. Klinec et al. (1989), 5 – L. Hraško et al. (1998), 6 – A. Klinec et al. (1992), 7 – V. Bezák et al. (1996), 8 – A. Klinec et al. (1978), 9 – V. Bezák et al. (1998), 10 – V. Bezák a L. Hraško (1998), 11 – V. Bezák et al. (1988), 12 – V. Bezák et al. (1980), 13 – A. Klinec et al. (1980), 14 – V. Konečný et al. (1990), 15 – V. Bezák et al. (1989), 16 – A. Klinec et al. (1984), 17 – D. Vass et al. (1982)

Reambulácia: 18 – V. Bezák (1999),

19 – I. Repčok (1962), I. Petřík et al. (1995), J. Madarás (1998), 20 – V. Bezák et al. (1999), 21 – A. Klinec (1976), V. Bezák et al. (1996), 22 – L. Dublan et al. (1997), 23 – V. Bezák et al. (1996), 24 – J. Madarás (1996), 25 – B. Molák (1990), L. Hraško (1998), 26 – V. Konečný et al. (1998), 27 – L. Hraško (1998), M. Kováčik (1998)

Určité menšie úseky mapovali či reambulovali aj pracovníci SAV, PriF UK, prípadne diplomanti. Mezozoické útvary sčasti reambuloval a ich mapový obraz zostavil D. Plašienka. Ostatné útvary zaberajú relatívne malé plochy najmä po okrajoch regiónu a ich mapové vyjadrenie bolo väčšinou prebraté z rukopisných máp 1 : 25 000 alebo publikovaných máp Poľany, Javoria a Lučenskej kotliny. Kvartér spracovali v horskej časti samotní mapovači, v údolných častiach J. Pristaš. Zostavovatelia mapy regiónu 1 : 50 000 sú uvedení na obr. 2.



Obr. 2 Prehľad zostavovateľov mapy

1 – L. Dublan, 2 – V. Konečný,
3 – D. Plašienka, 4 – J. Madarás,
5 – V. Bezák, 6 – Ľ. Hraško,
7 – V. Bezák a Ľ. Hraško,
8 – Ľ. Hraško a M. Kováčik,
Kvartér: J. Pristaš

Okrem samotného mapovania, kde išlo z väčšej časti o prvé mapy mierky 1 : 25 000, a tým o základné informácie o stavbe územia, veľký dôraz sa kládol na štruktúrno-petrologické výskumy spojené sčasti aj s reambuláciou starších máp. Výsledky sú v samostatných čiastkových oponovaných správach najmä týchto autorov: Ľ. Hraško, P. Siman, M. Kováčik, J. Madarás a V. Hurai. Niektoré témy pri tomto výskume riešili aj pracovníci SAV (I. Broska, I. Petřík, D. Plašienka). Väčšina výsledkov je zverejnená aj v publikáciách. K významnému pokroku v poznaní kryštalinika prispeli aj geochronologické výskumy Ar/Ar metódou a U/Pb metódou, získané pomocou zahraničných laboratórií v Helsinkách a vo Viedni. Aj ich výsledky sú publikované (Král' et al., 1996; Michalko et al., 1998).

Výskum kryštalinika veporika doplnil projekt bilaterálnej spolupráce s BRGM Francúzsko a Katedrou petrológie Karlovej Univerzity Praha, v rámci ktorého sa v r. 1993–1996 uskutočnilo niekoľko terénnych akcií. Na nich okrem pracovníkov slovenských geologických inštitúcií pod vedením V. Bezáka, francúzskeho BRGM pod vedením P. Ledru a pražskej Katedry petrológie pod vedením

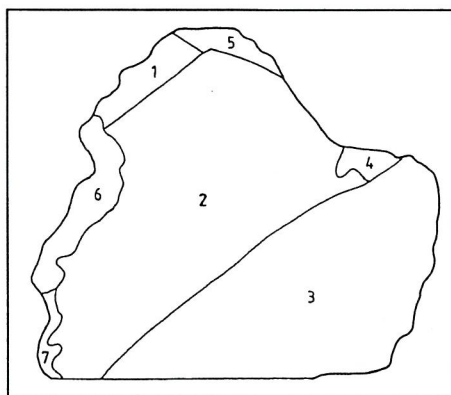
K. Schulmanna sa zúčastňovali aj študenti. Niektorí v tejto problematike pokračovali v rámci diplomových, resp. dizertačných prác (O. Lexa). Výsledky výskumu boli prezentované v domácich i zahraničných publikáciách a na konferenciách (Bratislava, Strasbourg, Praha, Viedeň, Orléans).

Pre kompletnú geologickú informáciu o území regiónu pracovníci Geocomplexu (P. Kubeš, M. Filo, L. Husák a ďalší) zhodnotili aj geofyzikálne údaje. Hydrogeologické údaje počas zostavovania mapových listov 1 : 25 000 postupne zhromažďovali viacerí hydrogeológovia, celkový prierez pre tieto vysvetlivky pripravil J. Švasta. Geofaktory životného prostredia spracoval P. Liščák a charakteristika nerastných surovín vychádzala z rozsiahlej štúdie M. Slavkaya.

Neodmysliteľnou súčasťou tvorby geologickej mapy regiónu a textových vysvetliviek je aj práca technikov a kartografov. Na príprave geologickej mapy a vysvetliviek tohto regiónu technickými a kartografickými prácami sa podieľali najmä L. Dugovič, R. Fritzman, A. Hrušková, M. Husárová a J. Vlachovič.

REGIONÁLNY GEOLOGICKÝ PREHĽAD

Z hľadiska regionálneho geologického členenia (Vass et al., 1988) územie regiónu patrí k veporskému pásmu, a to najmä ku kráľovohoľskej a kohútskej zóne, menej ku krakovskej zóne. Len na okrajoch v malej miere na územie regiónu zasahujú paleogén Horehronského podolia zo severu, Muránska planina z východu, Lučenská kotlina z juhu a stratovulkány Poľana a Javorie zo západu (obr. 3).



Obr. 3 Regionálne geologické členenie

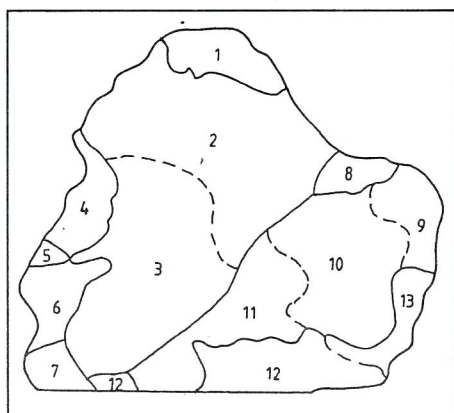
Veporské pásmo: 1 – krakovská zóna, 2 – kráľovohoľská zóna, 3 – kohútska zóna, 4 – Muránska planina;
Vnútrokarpatský paleogén: 5 – paleogén Horehronského podolia;
Stredoslovenské neovulkanity: 6 – stratovulkán Poľany, 7 – stratovulkán Javoria

Na geologickej stavbe vymedzeného regiónu sa v absolútnej miere podieľajú horniny kryštalinika alpínskej tektonickej jednotky veporika, v malej miere sú zachované horniny vrchnopaleozoicko-mezozoického obalu kryštalinika, prípadne zvyšky príkrovov gemerika a silicika. Všetko sú to jednotky paleoalpínskej

tektonickej etapy. Kryštalinikum má svoju vnútornú hercýnsku štruktúru. Na paleoalpínskej tektonickej stavbe sa vyvíjali sedimenty paleogénu a neogénu (plošne nevýznamné výskyty), neogénne vulkanity (väčšinou tiež oderodované) a, prirodzene, kvartérny pokryv. Územie regiónu má najkompletnejší výskyt základných typov metamorfítov a granitoidov v Západných Karpatoch a patrí ku kľúčovým územiám z hľadiska riešenia tektonického vývoja celých Západných Karpát.

GEOGRAFICKÁ A GEOMORFOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA

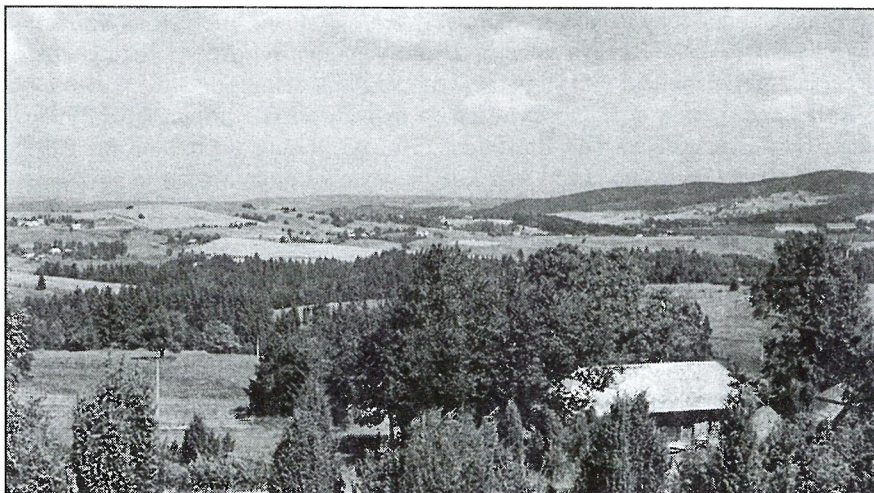
Z hľadiska geomorfologického členenia podľa Mazúra a Lukniša (1980) územie regiónu patrí k Veporským vrchom (najmä k ich podcelkom Balockým vrchom a Sihlianskej planine), Stolickým vrchom (podcelky Trstie, Klenovské vrchy, Málinské vrchy) a Revúckej vrchovine (najmä Cinobanské predhorie, menej Železnícke predhorie). V malej miere na územie regiónu zasahujú Breznianska kotlina, Muránska planina, Ostrôžky, Detvianska kotlina, Detvianske predhorie a Vysoká Poľana (obr. 4).



Obr. 4 Geomorfologické jednotky

Horehronské podolie: 1 – Breznianska kotlina; **Veporské vrchy:** 2 – Balocké vrchy, 3 – Sihlianska planina; **Poľana:** 4 – Vysoká Poľana, 5 – Detvianske predhorie; **Zvolenská kotlina:** 6 – Detvianska kotlina, 7 – **Ostrôžky;** **Spišsko-gemerský kras:** 8 – Muránska planina; **Stolické vrchy:** 9 – Trstie, 10 – Klenovské vrchy, 11 – Málinské vrchy; **Revúcka vrchovina:** 12 – Cinobanské predhorie, 13 – Železnícke predhorie

Prevažná časť územia má stredohorský ráz. Na geomorfologickom charaktere sa podpísali najmä posledné tektonické udalosti a sčasti zloženie hornín. V najmladšom, treťohornom a kvartérnom období sa odohrával najmä výzdvih a peneplenizácia územia budovaného najmä horninami kryštalinika (mezozoické komplexy boli už vtedy z veľkej časti oderodované), v závere s rozlámaním územia, s vertikálnymi pohybmi blokov a s vulkanickou činnosťou. Tento trend pokračoval aj po skončení vulkanickej činnosti až do súčasnosti. Výsledkom je zarovnaný reliéf na vyzdvihnutých kryhách (Sihlianska planina, obr. 5) a vznik



Obr. 5 Sihlianska planina (Foto: V. Bezák)

hlbokých údolí na okrajoch blokov a na ich rozhraniach, ktorými sú väčšinou významné zlomy (divínsky, málinecký, poltársky a ďalšie).

V území budovanom kryštalinikom sa nachádzajú výrazné rozložené masívy (Bykovo 1 111 m, Strieborná 719 m, Jasenina 995 m, Sinec 917 m, Ostrá 1 012 m, Trstie 1 121 m, Železná brána 1 164 m). Niekedy nesú „čiapky“ vulkanitov – napr. Klenovský Vepor 1 338 m (obr. 6), ktorý je zároveň aj najvyšším bodom územia, ak nerátame vrchol vulkanickej Poľany (1 458 m) na okraji regiónu.

Najnižšie miesta sú na juhu na prechode do Lučenskej kotliny (250–300 m n. m.).



Obr. 6 Klenovský Vepor (Foto: V. Bezák)

Hlavné vodné toky územia sú Slatina, Krivánsky potok, Ipeľ, Rimavica, Kle-
novecká a Tisovecká Rimava a Čierny Hron. V pramennej oblasti Slatiny a Ipľa
na Sihlianskej planine sa vyskytujú pomerne rozsiahle slatiniská.

Osídlenie územia je skoncetrované do malých miest s priemyselnými pod-
nikmi (Hriňová, Kokava nad Rimavicou, Hnúšťa, Tisovec, Lovinobaňa a iné)
a do osád často horského charakteru, kde hlavným zdrojom obživy je poľnohos-
podárstvo a lesné hospodárstvo (Čierny Balog, Drábsko, Detvianska Huta, Látky
atď). Nachádza sa tu aj najvyššie položená obec na Slovensku, Lom nad Rima-
vicou. Osídlenie je často rozptýlené – lazničkeho charakteru. Rozsiahle plochy
najmä Sihlianskej planiny sú bezlesé, využívané poľnohospodársky a pasien-
karsky. Zalesnené sú najmä svahy údolí a okolie Čierneho Balogu, Sihly, Poľany,
Klenovského Vepra a ďalších horských masívov. Lesy majú často pralesový
charakter s množstvom zveri. Územie je bohaté na chránené výtvy prírody,
rezervácie a svojrázny folklór.

PREHEAD GEOLOGICKÝCH VÝSKUMOV A PRÁC

Práce týkajúce sa výskumu veporického kryštalinika je vhodné rozdeliť na
štyri obdobia: 1. obdobie pred druhou svetovou vojnou; 2. obdobie po druhej
svetovej vojne do vydania edície geologických máp mierky 1 : 200 000 (zhruba
r. 1945–1965); 3. obdobie r. 1965–1985; 4. obdobie od r. 1985 do súčasnosti.

Prvé obdobie bolo obdobím získavania základných poznatkov o kryštaliniku
Západných Karpát. Prehľad najstarších výskumov, ktoré vyústili do vypracovania
prvých syntéz o stavbe kryštalinika Západných Karpát, podáva Kamenický
(1962). V oblasti veporika pracoval najmä Zoubek (1928, 1930, 1931, 1932,
1935), ktorý v rámci svojej syntézy kryštalinika Západných Karpát (Zoubek,
1936) vyčleňuje vo veporidách ľubietovskú, krakovskú, muránsku a tisoveckú
zónu, pričom vekove celé kryštalinikum zaraďuje do staršieho paleozoika. Veľmi
cenné a veľmi podrobné práce v predvojnovom období v južnej časti veporika
vykonaj aj Šuf (1937, 1938), ktorý túto zónu temer celú zmapoval, podrobnejšie
rozdělil na subzóny a v rámci nich charakterizoval základné typy hornín. Od SZ
na JV tu vyčleňuje tieto pásma: severné migmatitové, granatických svorov, južné
migmatitové, fylitové a arkózové. Metamorfovaným horninám prisudzoval
pôvodný spodnopaleozoický vek (okrem porfyroidov zavrásnených vo fylitovom
pásme a okrem arkóz a pegmatitov) a stavbu celkove hodnotil ako vrásovo-
šupinových.

Po druhej svetovej vojne pokračoval vo svojich prácach Zoubek (1955,
1957a, 1957b) – veporidy člení na pásma Kraklovej, Kráľovej hole a Kohúta
(ľubietovské pásmo v tomto ponímaní počíta k tatridám). Pásma sú limitované
významnými tektonickými líniami – čertovickou, pohorelskou, muránskou
a lubeníckou. Sú tu ešte práce celého radu ďalších geológov, týkajúce sa geolo-

gickej stavby čiastkových regiónov. Ide napr. o práce Bieleho (1955), Fusána (1958, 1962), Gregora (1964) a Kubínyho (1959). Všetky tieto práce boli zavŕšené jednak ďalšou koncepciou stavby kryštalinika Západných Karpát (Máška a Zoubek, 1961), ktorá v podstate obsahuje tektonické črty predchádzajúcej, pozmeňuje však vek kryštalinika na proterozoický (v južnej časti veporíd podľa tejto koncepcie vystupuje vrchnoproterozoická kohútska séria, neskôr r. 1968 premenovaná J. Kamenickým na kokavskú), jednak vydaním edície geologických máp 1 : 200 000 s vysvetlivkami. Územie regiónu je zobrazené na liste Zvolen (Kuthan et al., 1963) a Banská Bystrica (Maheľ et al., 1964).

Začiatkom 60. rokov sa začala intenzívna etapa rozvoja geologických výskumov v tejto oblasti. Jedným z výsledkov, ktorý rezultoval z týchto prác, je aj vydanie geologickej mapy východnej časti územia veporika v mierke 1 : 50 000 (Klinec, 1976). Nové, najmä štruktúrno-tektonické poznatky získavané pri mapovaní viedli k vytvoreniu novej koncepcie stavby (Klinec, 1966). Horizontálne členenie na zóny bolo nahradené vertikálnym členením – tektonickou superpozíciou komplexov (ako základné komplexy boli vyčlenené spodný, hronský a vrchný, kráľovoľský komplex), ktoré sú v rôznom rozsahu vyvinuté na celom areáli veporika. Získali sa aj údaje o výskyte nízko metamorfovaných staropaleozoických hornín v kryštaliniku veporika (Klinec et al., 1975; Klinec a Planderová, 1979; Bezák a Planderová, 1981) aj o väčšom zastúpení hornín mladšieho paleozoika (Planderová a Vozárová, 1978). Mapovanie v mierke 1 : 25 000 umožnilo podrobnejšie rozčlenenie komplexov kryštalinika v južnej časti veporika (Bezák, 1982).

Štruktúrno-tektonicky zamerané práce sa zaoberali najmä charakterizovaním významných zlomových štruktúr alebo celkovým tektonometamorfným vývojom (Vrána, 1980; Plašienka, 1984; Bezák, 1988). Pri analýze zlomových štruktúr významne pomáhala geofyzika (Plančár et al., 1977; Obernauer et al., 1980). Niektoré práce podrobne analyzujú drobné štruktúry v granitoidoch (Siegl, 1982) a v obalovom mezozoiku (Plašienka, 1983a). Vtedajšie predstavy o tektonike veporika našli odraz i v práci Maheľa (1986).

Pri poznaní granitoidov veporika sa postupne vyčleňovali ich petrografické variety pod rôznymi názvami (typ Hrončok a Sihla – Zoubek, 1936; veporský a ipeľský typ – Krist, 1979; rimavický typ – Kamenický, 1975; hybridný typ – Bezák a Hraško, 1992; klenovecký typ – Hraško et al., 1997 a viaceré ďalšie lokálne typy). Problémov granitoidov sa týkajú aj práce Kamenického (1962) a Krista (1981). Boli vyčlenené a petrograficky a geochemicky charakterizované základné typy granitoidov a vyslovené predstavy o ich genéze. Na vekové zaradenie procesov magmatizmu a metamorfózy sa získavali geochronologické údaje (Kantor, 1960; Bagdasarjan et al., 1977, 1986; Cambel et al., 1977, 1979, 1980, 1988). Bezák a Hraško (1992) na základe geologického vystupovania vyčlenili štyri základné skupiny granitoidov, ktoré sa líšia aj relatívnym vekom. V ďalších

rokoch vznikli aj práce zamerané na riešenie genézy granitoidov (napr. Hovorka a Spišiak, 1983; Broska a Petřík, 1993a, b; Petřík et al., 1995; Petřík, 1996; Hraško et al., 1997).

Špeciálny mineralogický a geochemický výskum bol zameraný na biotity granitoidných a metamorfovaných hornín (Petřík, 1980; Fejdi a Fejdiová, 1981; Vozárová a Krištín, 1985), K živce (Vrána, 1965; Dávidová, 1981), granáty (Greguš, 1982; Vrána, 1980), plynno-kvapalné uzavreniny (Hurai, 1983) a akcesórie (Hovorka a Hvožd'ara, 1965; Chovan a Határ, 1978; Král' a Chovan, 1979). Mineralogicko-geochemický výskum sa robil aj na niektorých ložiskách (Gubač, 1957; Turan a Vančová, 1980; Vančová a Turan, 1981). Problematike bázičských a ultrabázičských hornín sa venoval najmä Hovorka (1965a, b, 1971) a Hovorka a Méres (1996).

V súčasnom období problematiku veporického kryštalinika zahŕňajú aj súborné práce o členení a stavbe západokarpatských predmezozoických útvarov. Hovorka et al. (1992) na základe veku, litológie, stupňa metamorfózy a pozície vyčleňujú štyri základné komplexy predalpínskeho podkladu Západných Karpát: 1. leptynitovo-amfibolitový komplex, 2. staropaleozoický vulkanosedimentárny komplex, 3. predalpínske granitoidy a 4. mladopaleozoické komplexy. Novým prvkom je definovanie leptynitovo-amfibolitového komplexu ako významného kôrového substrátu kryštalinika, ktorý podľa uvedených autorov má svoje miesto aj v areáli južného veporika (Hovorka a Méres, 1993, 1996). Tektonickým členením jednotiek sa zaoberali aj Putiš (1992) a Vozárová a Vozár (1992). Bezák (1994) predložil návrh nového členenia kryštalinika Západných Karpát vychádzajúci z rekonštrukcie hercýnskej stavby. Hercýnska stavba sa člení na niekoľko základných hercýnskych litotektonických jednotiek (Bezák et al., 1997), pričom v kryštaliniku veporika je zastúpená najmä spodná a stredná jednotka pôvodnej hercýnskej stavby.

Hlavná masa granitoidov veporika je hercýnskeho veku, ako dokladujú stanovenia pomocou Rb^{87}/Sr^{86} a U/Pb metód (bližšie pozri Cambel et al., 1990). Datovanie granitov U/Pb metódou na zirkónoch z oblasti Sinca a Krokavy je diskordantné, ale väčšina Pb^{206}/U^{238} stanovení poukazuje na modelový vek 350 Ma (Bibikova et al., 1988). Niektoré telesá dvojsľudových granitov až granitových porfýrov (napr. v oblasti Klenovca) pripomínajú anorogénne granity (tzv. typ A) a majú výraznú afinitu ku granitoidom gemerika (Hraško et al., 1997). Autori predpokladajú pre uvedené granity permský vek. U/Pb datovanie obdobného granitu typu Hrončok v kraklovskom pásme indikuje taktiež permsko-triasový vek (Kotov et al., 1996). Najnovšie údaje o veku základných skupín granitoidov prináša práca Michalka et al. (1998), kde sú preukázané najmä vekové skupiny okolo 300 Ma a 350 Ma, ale aj indicie granitoidov starších ako 380 Ma.

Relikty neresorbovaného predhercýnskeho kryštalinika nemožno na súčasnom stupni znalostí s určitosťou preukázať, ale ani jednoznačne odmietaf. Vo veporickom kryštaliniku je možnosť identifikácie týchto starších reliktovej sťažovaná tak hercýnskou metamorfózou a rozsiahlou granitizáciou, ako aj intenzívnym alpínskym prepracovaním.

Otvorenou otázkou zostávajú prejavy hercýnskej retrográdnej metamorfózy a možnosť odlišovať ich od alpínskej rekrystalizácie. Väčšina z naložených metamorfných minerálov sa alternatívne stotožňuje s neskorohercýnskou retrográdnou metamorfózou, ktorá zrejme súvisí s kontaktno-injekčnými prejavmi granitoidov (Korikovskij et al.,

1990; Krist et al., 1989 atď.). Aj geochronologické údaje potvrdzujú význam neskorohercýnských procesov – napr. K/Ar údaje, ako aj Rb/Sr izochrónový vek zostrojený z biotitov a muskovitov v migmatitoch z oblasti sedla Chorepa udávajú vrchnokarbónsky vek (Cambel a Korikovskij, 1986; Cambel et al., 1990). Obdobne aj $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ údaje získané najmä z amfibolov odrážajú hercýnske metamorfne udalosti vo veporickom kryštaliniku (Dallmeyer et al., 1993; Maluski et al., 1993; Král' et al., 1996). O existencii hercýnskej retrográdnej metamorfózy môžu svedčiť aj nálezy diaforizovaného kryštalinika v obliakoch ľubietovského permu (Kamenický, 1982). Najväčšie ťažkosti rozlišovať hercýnsku nízкотеплотnú metamorfózu od alpínskych retrográdnych premien sú už oddávna v kraklovskej zóne, čo sa prejavilo existenciou často protichodných názorov na genézu hornín v tejto zóne (napr. Zoubek, 1928; Kubíny, 1958; Korikovskij a Miko, 1992).

Z predalpínskych metamorfítov kohútskej zóny na základe prítomnosti chloritoidu, kyanitu, biotitu a lemov granátu bohatých na grossulár pre alpínsku metamorfózu je stanovený tlak 500–800 MPa pri maximálnej teplote 550 °C (Méres a Hovorka, 1991). Alpínska metamorfóza federatskej série dosahuje pomerne stále epizonálne podmienky (v priemere 300–350 °C metódou Kublerovho indexu), pričom v areáli obalového mezozoika Veľkého boku je deformačno-metamorfne prepracovanie o niečo nižšie – premeny prebiehali v poli anchizóny až v počiatkoch epizóny (Plašienka et al., 1989). Vozárová (1990) rozlišuje alpínsku regionálnu metamorfózu, ktorá prebehla pri teplote 400 °C a tlaku 400–600 MPa, a kontaktnú metamorfózu, spôsobenú účinkami rimavického a rochoveckého granitu, ktorej podmienky stanovuje na cca 560 °C pri tlaku 200–300 MPa. Mazzoli et al. (1992) stanovujú podmienky alpínskej metamorfózy južného veporika až na 1 200 MPa, ako sa zistilo metódou parametra b_0 muskovitu v spodnotriasových kremencoch. Na základe štúdia plynno-kvapalných inklúzií v kremenných žilách v granitoidoch sú podmienky alpínskej metamorfózy stanovené na teplotu 380 °C a tlak okolo 250 MPa (Hurai et al., 1994). V monografii Krista et al. (1992) sa alpínskej metamorfóze južného veporika prisudzujú podmienky na rozhraní anchimetamorfózy a fácie zelených bridlic. Nižšie- až strednotlakové podmienky (250–450 MPa) pri teplote cca 350–500 °C pre strednokriedovú metamorfózu kryštalinika predpokladajú Kováčik et al. (1996), pričom sa ukazuje, že v kohútskom pásme stupeň alpínskeho prepracovania vzrastá smerom od JZ na SV. Naloženú mineralizáciu v karbonátových šošovkách v oblasti Klenovca a Hnúšte považujú Turan a Vančová (1980) a Turanová et al. (1997) za skarnoidnú. Steatitizáciu magnezitu sprevádzajú okololožiskové metasomatické premeny, ktoré možno charakterizovať nižšieteplotnou metamorfózou v poli stability kyanitu (Kováčik, 1996). Neskorostrednokriedový vek alpínskej rekryštalizácie v južnom veporiku je dobre dokumentovaný geochronologickými údajmi zo slúd (Kantor, 1960; Burchart et al., 1987; Dallmeyer et al., 1993; Maluski et al., 1993; Kováčik et al., 1996).

Mezozoický obal kráľovohofskej a kohútskej zóny veporika – federatská jednotka – je príkladom kardinálnej zmeny názorov na vek a postavenie metasedimentárnych sukcesí vystupujúcich v južných zónach Západných Karpát. Až do šesťdesiatych rokov sa karbonáty, ktoré dnes pokladáme za stredno- až vrchnotriasové veporické obalové sedimenty federatskej jednotky, združovali do jedného celku s evidentne karbónskymi detritickými súvrstviami, vystupujúcimi

miestami v podloží muránskeho príkrovu a v jadre divínskej synformy. Ešte v tridsiatych rokoch Zoubek (1930, 1935) pokladal tak tento karbónsky súbor, ako aj muránske mezozoikum za autochtónne, na základe čoho zaradil celú muránsku zónu s prekambričným kryštalinikom (neskôr nazvanú kráľovohoľská) do gemeríd (vzhľadom na „gemeridný“ charakter tak karbónskych, ako aj triasových komplexov). Neskôr však prevládol Kettnerov (1937) názor, že kráľovohoľské kryštalinikum tvorí jednu jednotku s poludnickým (chočským) príkrovom a že muránske mezozoikum spolu s podložným karbónom je gemeridným príkrovom. Do obalu fundamentu kráľovohoľského pásma sa potom zaraďovali len permsko-skýtske klastiká (napr. Pouba, 1951, 1953; Zoubek, 1957b). Keď sa však jasne presadili názory o mezozoickom veku série federata od Dobšinej (Rozlosznik, 1935; Schöenberg, 1946; Kamenický, 1951; Biely, 1956; Maheľ, 1957), aj z pôvodného „karbónu“ v podloží Muránskej planiny sa vyčlenila spodná karbonátová časť ako metamorfovaný mezozoický obal veporíd (Bystrický, 1959; Biely, 1961). Podobný model stavby sa prijal aj v oblasti tzv. tuhárskeho mezozoika, kde sa rozlíšila spodná časť ako veporidný obal a vrchné čierne detritické súvrstvia s telesami magnezitu ako príkrov gemeridného fundamentu (Fusán, 1962; Gregor, 1964).

Naďalej za karbónske sa pokladajú, okrem evidentne gemerických trosiek ochtinskej skupiny v jadre divínskej synformy a jej okolí a juhoveporického slatvinského súvrstvia, už len malé výskyty tmavých detritických sedimentov v nadloží federatskej a v podloží muránskej sukcesie (Pohorelská Maša, Struženík, Hrdzavá, Slávča, Furmanec – mimo mapovaného územia). Po vyradení karbonátových hornín však zostalo už len málo dôvodov na ich zaraďovanie do jednej jednotky spolu s muránskym príkrovom, preto aj dnes panuje predstava, že tieto karbónske sedimenty sú vyvalcovaným zvyškom nižnobocianskeho súvrstvia ipoltickej skupiny chočského príkrovu (napr. Biely, 1966; Vozárová a Vozár, 1988; uvažoval o tom však už Zoubek, 1955). S ochtinsko-podrečianskym vývojom gemeridného karbónu však tieto výskyty naďalej korelovali Kamenický (in Maheľ et al., 1967, s. 365) a Klinec (1976). V poslednom čase tento názor podporilo zistenie šupiny spodnokarbónskych karbonátových hornín v doline Furmanec (Plašienka a Soták, in Bezák et al., 1996).

Úvahy o mezozoickom veku federatských sukcesíi vychádzali najmä z litofaciálnych kritérií a až neskôr si našli oporu, aj to len výnimočne, v biostratigrafických datovaniach potvrdzujúcich triasový vek metasedimentov (Biely a Planderová, 1975 – palynomorfy; Straka, 1981 – konodonty). Viacerí autori predpokladali aj jurský vek časti federatských metakarbonátov, ten sa však nepodarilo preukázať. Plašienka (1981, 1983a, 1993) sa prikláňa len k triasovému veku karbonátov jednotky federata, pričom ich zaraďuje do viacerých sukcesíi, čiastočne sa líšiacich svojou litostratigrafickou náplňou. Na mapovanom území je

jednotka federata zastúpená najmä tuhárskou sukcesiou, ktorá je podľa Plašienku (l. c.) zo všetkých federatských sukcesíí najhlbokovodnejšia.

Stratigrafiou a litológiou karbonátových komplexov podstatnej časti Muránskej planiny sa podrobne zaoberal najmä Bystrický (1959). Jej najjužnejšej časti, tzv. Tisoveckému krasu, sa však ani on bližšie nevenoval. Z podrobnejších publikovaných prác o tejto oblasti možno uviesť len krátky informatívny článok Kodyma et al. (1956). Ostatné výskumy, najmä Bystrického a Bieleho, zostali len v rukopisných správach a mapách, čiastočne sú zosumarizované na mape Klinca (1976). Práce Andrusovovej-Kollárovej (1960), Michalíka (1977), Borzu (1977) a Krystyna et al. (1990) dotýkajúce sa južnej časti Muránskej planiny majú lito- a biostratigrafický, nie regionálny geologický charakter. Litostratigrafiu a tektonickú stavbu Tisoveckého krasu spolu s geologickou mapou však v poslednom čase podrobne spracoval Vojtko (1999) v diplomovej práci.

Prehľad starších výskumov terciéru a kvartéru je detailnejšie publikovaný vo vysvetlivkách k mapám 1 : 50 000 Javoria (Konečný et al., 1998), Poľany (Dublan et al., 1997) a Lučenskej kotliny (Vass a Elečko et al., 1992). Výskum terciérnych a kvartérnych hornín je zhodnotený v rámci veporika v záverečných správach k mapám mierky 1 : 25 000, kde možno nájsť aj prehľad geofyzikálnych a ložiskových výskumov.

OPIS GEOLOGICKEJ STAVBY

Kryštalinikum veporika nachádzajúce sa v regióne Slovenské rudohorie – západná časť – sa vyznačuje pestrú a komplikovanou stavbou, ktorá je výsledkom niekoľkoetapových hercýnskych a alpínskych tektonických procesov.

Pre hercýnske tektonické procesy boli charakteristické najmä strednokôrové násuny litotektonických jednotiek. V kryštaliniku veporika je zastúpená najmä stredná jednotka (v zmysle Bezáka, 1994), tvorená stredno- až vysoko metamorfovanými komplexmi (pararuly, ortoruly, amfibolity, migmatity), ktoré sú intrudované v závere kolízneho štádia granitoidmi typu S (tzv. hybridné granitoidy konkordantné so stavbou metamorfovaného plášťa). Stredná jednotka bola nasunutá na spodnú jednotku tvorenú najmä svorovými komplexmi, ktoré vychádzajú na povrch v alpínskych tektonických zónach predovšetkým v južnej časti. V záverečných štádiách hercýnskych tektonických procesov došlo k významným transpresným pohybom za nižších metamorfných podmienok, pričom prebehli jednak retrográdne premeny hornín kryštalinika, jednak intrudovali granitoidy typu I a typu A.

Na takto usporiadanú hercýnsku stavbu boli naložené alpínske tektonické procesy tak násunového, ako aj transpresného charakteru, ktoré zmenili pôvodné hercýnske rozloženie jednotiek. Navyše, v neolapínskej etape došlo k vertikálnym pohybom blokov, takže dnes vystupujú vedľa seba komplexy rôznej hĺbkovej úrovne.

Kombináciou všetkých spomínaných vplyvov vzniklo súčasné rozmiestnenie komplexov kryštalinika, ktoré sa snaží zobrazit' predkladaná mapa regiónu. Výraznou črtou je usporiadanie na pásma sv.-jz. smeru, ktoré bolo podnetom pre Zoubkove (1957) i staršie členenia kryštalinika na zóny. Posledné výskumy však ukazujú, že vnútorná stavba zón je zložitejšia a odráža všetky etapy tak hercýnskeho, ako aj alpínskeho tektonického vývoja.

Už z prvého pohľadu na mapu sa črtajú tri oblasti kryštalinika s odlišným zastúpením komplexov.

V severnej časti prevládajú para- a ortorulové horniny, v rôznej miere diafťorizované, a pásma bridlíc a fylitov, ktorých genéza nie je spoľahlivo doriešená. Môže ísť tak o progresívne, ako aj o retrográdne metamorfované horniny. V strižných zónach prenikali malé intrúzie granitov typu A (typ Hrončok). Strednú časť regiónu budujú mohutné granitoidné intrúzie. Ich základom sú tonality až granodiority typu S, ktoré intrudovali do hercýnskej tektonickej stavby paralelne s foliáciou metamorfítov (prevládajú úklony foliácie na sever). Stredná zóna sa však vyznačuje aj najmohutnejším vývojom neohercýnskych granitoidných intrúzií typu I (vek okolo 300 Ma). Je to komplex tonalitov a porfýrických granitoidov sihlanskeho a ipeľského typu. V súčasnosti táto zóna predstavuje pravdepodobne najhlbšie

erodovanú časť veporického kryštalinika. Južnú časť regiónu (južne od divínskeho zlomu) budujú komplexy vrchnejšej hercýnskej stavby (hybridný komplex a rima-vické typy granitoidov so svojím metamorfovaným plášťom), pomedzi ktoré prenikajú v transpresných alpínskych zónach metamorfované komplexy pôvodne spodnej hercýnskej štruktúrnej úrovne (najmä svory). V južnej zóne majú významný podiel aj pásma bridlíc. Väčšinou ide o monotónne chloriticko-muskovitické, prípadne kremité bridlice, často so zastúpením uhľikatej hmoty. Geneticky môže ísť tak o progresívne, ako aj o retrográdne metamorfované horniny. Zvláštnym komplexom sú bridlice s polohami metakarbonátov (tzv. sinecký komplex).

Obal kryštalinika je zastúpený vrchnokarbónskymi metapieskovcami a bridlicami (slatvinské súvrstvie), permskými metaarkózami a zlepenkami (rimavské súvrstvie) a triasovými horninami federatskej skupiny (metakvarcity, bridlice, dolomity a kryštalické vápence). Na veporické kryštalinikum a jeho obal boli v paleoalpínskej tektonickej etape nasunuté príkrovy gemerika a silicika. Gemerikum na území regiónu vystupuje len v niekoľkých zavrásnených tektonických troskách a pozdĺž lubeníckej línie. Je zastúpené ochtinskou skupinou spodnokarbónskeho veku (metapieskovce, fylity, polohy magnezitov a sedimentov s vysokým podielom uhľikatej hmoty). Troska príkrovu silicika vystupuje len pri severovýchodnom okraji regiónu (oblasť Muránskej planiny pri Tisovci). Je to príkrov rozsiahlej karbonátovej platformy, odlepený na horizonte permsko-skýtskych ílových a evaporitových sedimentov.

K popríkrovovým jednotkám patria paleogénne sedimenty v Breznianskej kotline, prípadne v reliktoch pri Pohronskej Polhore. Sú to zlepence, ílovce, pieskovce, miestami s vrstvami sedimentárnych mangánových rúd. Vrchnomiocénnu až pliocénnu etapu reprezentujú vulkanogénne formácie Poľany a Javoria na západnom okraji regiónu. Na geologickej mape sa zobrazuje len najvýchodnejšia časť stratovulkánu Poľana. Od posledných erupcií vulkánu v strednom sarmate uplynulo viac ako 12 miliónov rokov, v priebehu ktorých bol silno erodovaný. Produkty stratovulkánu Javoria zasahujú na územie regiónu len okrajovo a zastupuje ich najmä starohutský komplex (spodná stratovulkanická stavba bádenského veku), menej blýskavická a javorská formácia (vrchná stratovulkanická stavba sarmatského veku). Ojedinele sa vyskytujú relikty vulkanitov aj v ostatnej časti územia. Úroveň erózie vo veporiku dosiahla taký stupeň, že z pôvodného, pravdepodobne centrálneho stratovulkánu severne od Tisovca a niekoľkých menších satelitov zostali zachované len veľmi zriedkavé izolované výskyty.

V južnej časti územia sú okrajovo zachované sedimenty poltárskeho súvrstvia (pont). Kvartérne sedimenty patria k rôznym genetickým typom: v horských oblastiach sú zastúpené najmä elúviá na hrebeňoch, deluviálne sedimenty na svahoch, proluviálne sedimenty náplavových kužeľov a fluviálno-deluviálne výplne menších dolín, kým vo väčších údoliach sú zastúpené najmä fluviálne sedimenty s vývojom terás a proluviálne kužele viacerých generácií.

CHARAKTERISTIKA VYČLELENÝCH GEOLOGICKÝCH JEDNOTIEK

VEPORIKUM

PROTEROZOIKUM? – PALEOZOIKUM

Kryštalinikum

Metamorfované horniny

- 80 a) migmatity, ortoruly, výrazne usmernené hybridné granitoidy a polohy pararúl (hybridný komplex), b) hybridný komplex s častými retrográdnymi premenami, c) mylonitizované drobnozrné ortoruly s polohami pararúl**

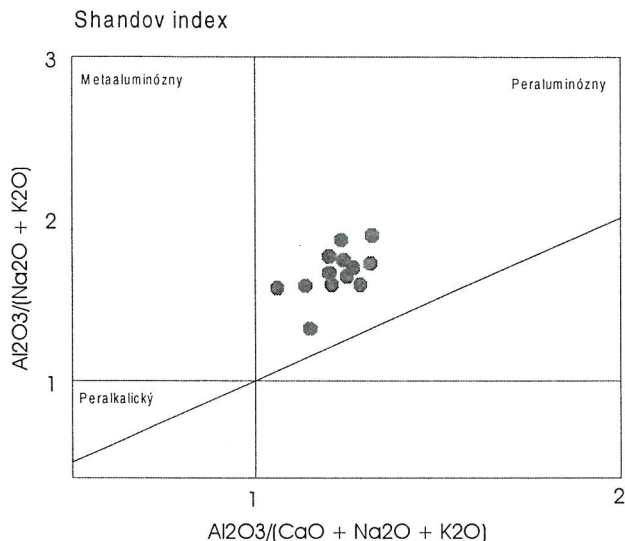
Najstaršie horniny kryštalinika predstavujú stredne a vysoko metamorfované ruly s polohami amfibolitov. Počas tektonometamorfného vývoja nastali v nich procesy migmatitizácie a boli prostredím pre intrúzie granitoidov. Vznikol tak nehomogénny, tzv. hybridný komplex s často neostrými prechodmi medzi tromi základnými zložkami – migmatitizovanými ortorulami, pararulami a usmerenými granitoidmi.

V neskorších tektonických etapách tento komplex podľahol retrográdnym premenám a mylonitizácii v rôznych zónach s rôznou intenzitou. Na mape sú väčšinou zaznačené len významnejšie zóny mylonitizácie. V intenzívne premenečných zónach, kde je obťažné stanovenie protolitu, sú tieto horniny väčšinou zaradené medzi tektonity.

Hybridný komplex je zachovaný najmä z oboch strán mohutných centrálnych granitoidných intrúzií. V severnej a južnej časti mal pôvodne úklon na S, resp. SZ a SV a pôvodne tvoril strednú hercýnsku litotektonickú jednotku (Bezák, 1994). Iba malá časť rulového kryštalinika (s prevahou ortorúl) v najsevernejšej časti (oblasť Osrblia) pôvodne mohla patriť k vrchnej hercýnskej jednotke. Následkom ďalších tektonických procesov boli rulové komplexy tektonizované a vystupujú priestorovo veľmi nepravidelne. Vyšší stupeň tektonizácie a diaforézy je charakteristický pre severnú oblasť (medzi Čiernym Balogom a Osrblím), kým v južnej časti (medzi Málincom a Kokavou nad Rimavicou) je pôvodný charakter hornín a štruktúr zachovanejší.

Prevládajúcim typom migmatitizovaných hornín sú stromatitické migmatity a biotitické ortoruly až nebulitické migmatity s deformovanými a budinovanými leukokratnými granitoidnými žilami, menej časté sú vysokoteplotné ruly injektované granitoidmi (tonalit, leukogranit, porfyrický granit). Charakteristická je

ich paralelná, páskovaná až páskovano-lavicovitá textúra s lokálnymi, ale veľmi jasnými tektonickými prejavmi, miestami až ptygmatitického charakteru a s pomerne dobrou identifikovateľnosťou jednotlivých zložiek. Ich ostré ohraničenie je dokumentované až selektívnym vyvetrávaním leukosómu. Často obsahujú enklávy jemnozrnných biotitových pararúl niekedy až rohovcového charakteru. Migmatity väčšinou vystupujú na styku s hybridnými granitoidmi. Geochemický charakter celého komplexu je peraluminózny (obr. 7).



Obr. 7 Grafické zobrazenie geochemického charakteru hybridných granitoidov, ortorúl a migmatitov v diagrame podľa Maniara a Piccoliho (1989) upravené P. Siman (1998).

Na území regiónu možno pozorovať typy migmatitov od jemne páskovaných, dokonale segregovaných až po textúrne zložité diatexity so šlirovitými textúrami a s granitoidným materiálom, predovšetkým tonalitického a granodioritického zloženia, ktorý v niekoľkých etapách intrudoval do migmatitických hornín.

Štruktúra migmatitov je závislá od pomerného zastúpenia hlavných zložiek, t. j. leukosómu, mezosómu a melanosómu. Melanosóm reprezentujú iba orientované akumulácie biotitu. Leukosómy tvoria polohy hybridného granitoidu väčšinou tonalitového zloženia, prípadne žily kremeňovo-plagioklasového zloženia. Základ mezosómov tvoria tmavosivé zvyšky pararulovej podstaty alebo silno deformované ortoruly.

Základné minerálne zloženie: kremeň, plagioklas, biotit, fengitický muskovit, granát, K živec. Akcesórie tvoria zirkón, monazit, ilmenit, alanit, magnetit, titanit, rutil a apatit. Ide o peraluminózne horniny neobsahujúce polymorfy Al_2SiO_5 . Vplyvom heterogénnych deformačných procesov spojených aj s redukciami veľkosti zŕn a retrogresiou sú pôvodné minerály nestabilné, rekryštalizované alebo nahradené už novou asociáciou s podstatným zastúpením fylosilikátov.

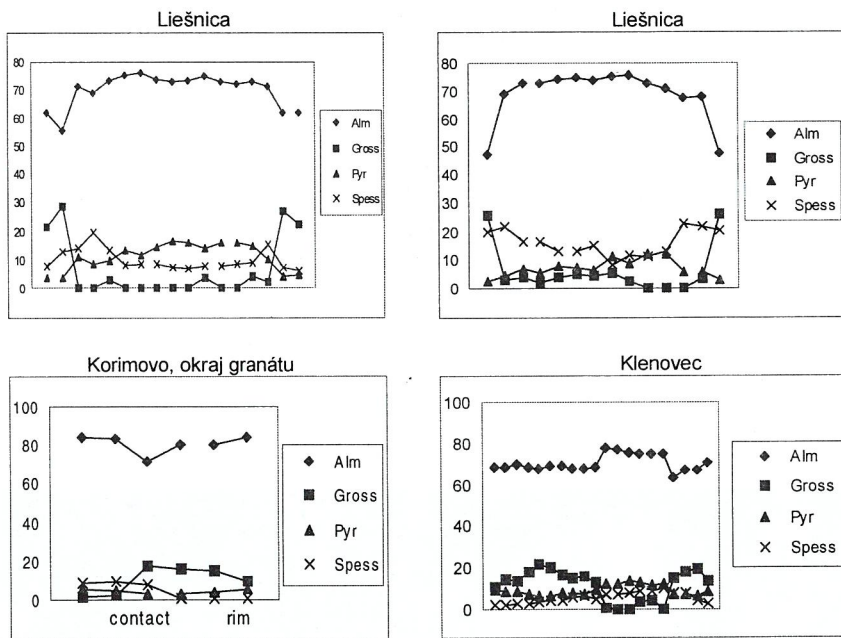
Plagioklas je alterovaný, obyčajne vystupuje v podobe hypidiomorfných až alotriomorfných, často deformovaných zŕn (max. do 3 mm). Ako dôsledok naložených procesov je albitizovaný, sericitizovaný až saussuritizovaný. Často vytvára mylonitickú drvinu albitového zloženia na styku väčších zŕn. Regresívne procesy sa neprejavili všade rovnako. Čím má hornina vyššiu afinitu k drobnozrnným paraulám, tým sa stupeň premeny zvyšuje. Chemickým zložením plagioklasy zodpovedajú čistému albitu a oligoklasu-andezínu (do An_{25}). Kremeň je undulózný, často rekryštalizovaný, tvorí najmä xenomorfné zrná alebo až mylonitickú drvinu. V niektorých prípadoch tvorí deformačné stuhy, ktoré vyplňajú zrná kataklazovaného a dorastaného granátu. Draselný živec bol zachytený vo forme rozpukaných porfyroblastov v leukosóme. Je zatlačený pertitickými zónami oslabenia, v niektorých vzorkách spojenými s čiastočnou rekryštalizáciou na hraniciach zŕn a tvorbou myrmekitických textúr.

Muskovit tvorí jednak menšie lupene v asociácii s biotitom, ktorého premenou pravdepodobne vznikol, jednak veľké lupene, často ohýbané strižnými deformáciami v krehko-plastických podmienkach. Spolu s biotitom sú nositeľmi deformácie, a predovšetkým lineácie. Muskovity sa vyznačujú fengitickým zložením, t. j. zvýšeným podielom seladonitovej molekuly tuhého roztoku a pomerne nízkym podielom paragonitovej molekuly. Obsah paragonitovej molekuly varíruje okolo 10 mol %, iba niekedy dosahuje hodnotu do 20 mol %, čo môže poukazovať na teplotu vzniku cca 550 °C.

Biotit vystupuje v troch vývoch. Prvý tvoria pomerne veľké (1 mm), výrazne pleochroické, v rezoch Y Z tmavohnedé/hnedočervené lupene s častými odmiešavinami sagenitu. Tie sa vyskytujú aj ako reliktory okrúhleho tvaru s titánovými lemami uzatvorené v plagioklasoch. Druhý vývoj je charakterizovaný hypidiomorfnou vyvinutými lepidoblastmi hnedého/hnedozeleného pleochroizmu bez uzavretia sagenitu a titanitu. Domnievame sa, že vzhľadom na trendy v chemizme ide o jednu generáciu biotitu v rôznom stupni kryštalizácie, resp. neskoršej rekryštalizácie, pričom chemické zloženie biotitov je vždy funkciou chemických procesov v rámci zdrojovej horniny. Tretí vývoj biotitu je viazaný na pukliny v porfyroblastoch granátov. Má jasne odlišný chemický trend, nízky obsah TiO_2 (0,82–0,98 hmotn. %) a zelený pleochroizmus v rezoch Y, Z. Tieto biotity vznikali za nižšej teploty a patria zrejme k druhej generácii. Biotity z páskovaných migmatitov sa vyznačujú vyššou železitosťou a nižším podielom Al v oktaédrickej pozícii s obsahom TiO_2 2,43–3,46 hmotn. %, čo môže poukazovať na vyššie teplotné podmienky ich vzniku ako v ostatných horninových typoch.

Granát vytvára výrazne krehko deformované zonálne jedince (makroskopicky do 3 mm) alebo ojedinelé drobné hypidiomorfné obmedzené zrná bez výraznej zonálnosti. Najstaršou zónou sú reliktory almandinovo-pyropovo-spessartínového zloženia ležiace v centrách granátov. Zóna v našom pozorovaní „obalujúca“ centrá má podobné zloženie zmenené zvýšeným podielom spessartínovej zložky a zníženým podielom pyropovej zložky.

To znamená, že celé staršie jadrá granátov majú viac-menej reverznú zonálnosť. Mladšia zóna zatlača uvedené jadrá alebo vytvára nové, drobné euhedrálne jedince. Má almandínovo-spessartínové zloženie s podstatným zastúpením grossulárovej zložky (cca do 20 %) a vykazuje progresívnu rastovú zonálnosť (obr. 8). Signalizuje to dve oddelené metamorfné udalosti.



Obr. 8 Reprezentatívne profily zonálnosti granátov z hybridného komplexu (P. Siman, 1998)

Druhým najvýznamnejším horninovým typom hybridného komplexu po migmatitoch sú ortoruly. Z geologického hľadiska predstavujú najstaršie granitoidné horniny tvoriace súčasť rulovo-migmatitového komplexu. Ich zloženie varíruje od tonalitových po granitové typy. Boli deformované a metamorfované spolu s rulovo-migmatitovými horninami. Sú intrudované mladšími tonalitmi až granodioritmi hybridného typu, v oblasti Sinca mladšími dvojsľudovými granitmi typu Dubovo a aplitickými granitmi.

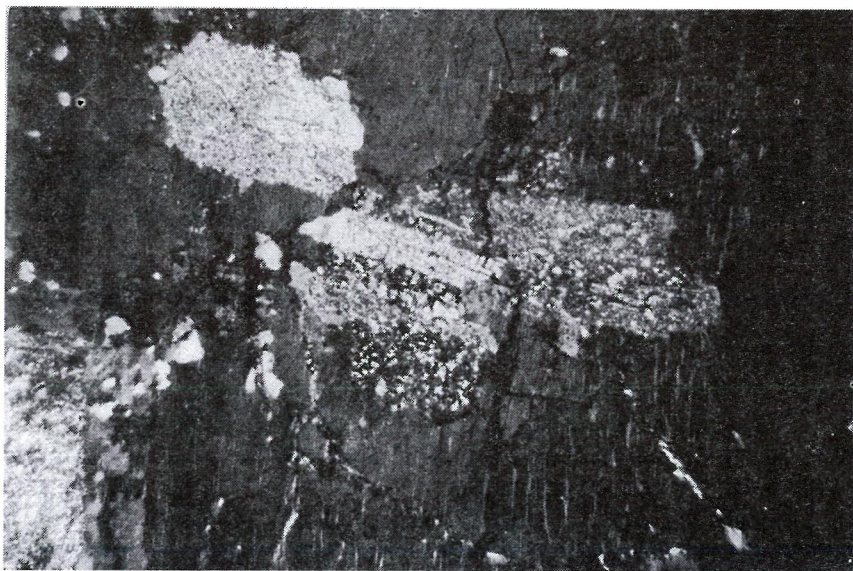
U/Pb izotopovým datovaním zirkónov z ortoruly hybridného komplexu sa zistil izochrónový vek 370 ± 68 Ma (Michalko et al., 1998). Vzhľadom na zhodnosť tohto veku s Ar/Ar datovaním amfibolov (Král' et al., 1996) ide pravdepodobne o vek metamorfózy.

Makroskopicky ide o horniny silno duktilne deformované, prevrásnené, foliované, s podstatnou prevahou kremeňovo-živcovej zložky nad sľudami. Modálna charakteristika: Ortoruly majú pomerne pestré zloženie. Najväčšie variácie má obsah K živca, čím sa mení zloženie od tonalitových cez granodioritové po granitové typy (tab. 1). V granitových varietách sú prítomné niekoľko cm veľké rotované megakrysty K živcov, ktoré uzatvárajú plagioklasy (obr. 9). Biotity tvoria miestami glomeroblasty elipsoidného tvaru, výrazne planárne a lineárne usmernené. Zloženie biotitov je v tab. 2.

Chemické zloženie ortorúl taktiež varíruje (tab. 3). Na jednej strane sú prítomné typy s obsahom SiO_2 okolo 66,5 hmotn. %, na druhej strane kyslé typy s obsahom SiO_2 nad 75 hmotn. %. Obsah K_2O len v jednej vzorke výrazne prevyšil obsah Na_2O . Obsah Ba je najvyšší vo vzorke s najvyšším obsahom K_2O .

Tab. 1 Modálne zloženie vybraných ortorúl hybridného komplexu veporika. Lokalizácia vzoriek je uvedená za tab. 27.

Vzorka	Qtz	Plg	Kfs	Bt	Ms	Phg	Grt	Czo	Akc.
GB-7	26,4	21,0	32,6	11,2	2,9	5,1		0,5	
7718/1	31,4	34,8	10,7	6,0	5,9	10,4	0,9		
7920/1	25,4	33,4	0,0	10,2		7,2		23,4	
GB-1	32,3	42,9	0,0	10,9	12,6			1,1	0,8



Obr. 9 Ortoruly hybridného komplexu. Megakrysty ortoklasu uzatvárajú premenené plagioklasy (V. Bezák et al., 1980).

Tab. 2 Zloženie biotitov z ortorúl z hybridného komplexu

Vzorka	7920/1	7920/1	7920/1	CP-1	CP-2	GB-7	GB-7	GB-7
Na ₂ O	0,08	0,08	0,09	0,07	0,02	0,04	0,04	0,06
K ₂ O	8,92	9,17	8,96	9,58	9,42	9,16	9,32	9,60
Al ₂ O ₃	17,83	17,70	17,93	17,07	16,82	16,42	16,69	16,47
SiO ₂	37,34	37,81	37,21	37,35	36,23	36,65	36,10	36,84
CaO	0,02	0,00	0,04	0,00	0,00	0,14	0,05	0,00
MgO	11,96	12,21	11,94	9,84	8,91	7,82	7,97	8,04
FeO _{tot}	17,87	16,00	18,19	19,25	20,66	23,62	23,91	22,90
MnO	0,22	0,22	0,24	0,49	0,32	0,23	0,38	0,34
TiO ₂	1,62	1,58	1,55	2,16	2,80	1,96	1,71	1,86
Cr ₂ O ₃	0,064	0,021	0,004	0,020	0,000	0,000	0,000	0,000
Spolu	95,87	94,77	96,14	95,83	95,18	96,04	96,18	96,09
Prepočet-O				22				
Na	0,023	0,023	0,025	0,019	0,006	0,011	0,013	0,016
K	1,696	1,751	1,704	1,848	1,845	1,799	1,835	1,882
Al _{tot}	3,132	3,123	3,152	3,041	3,043	2,979	3,037	2,983
Si	5,577	5,658	5,500	5,647	5,563	5,641	5,571	5,660
Ca	0,002	0,000	0,007	0,000	0,000	0,023	0,008	0,000
Mg	2,657	2,724	2,655	2,218	2,039	1,794	1,834	1,841
Fe	2,227	2,002	2,268	2,433	2,654	3,041	3,087	2,943
Mn	0,028	0,028	0,030	0,063	0,042	0,030	0,050	0,044
Ti	0,182	0,182	0,173	0,245	0,324	0,227	0,199	0,215
Cr	0,080	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
Spolu	15,604	15,493	15,514	15,516	15,516	15,545	15,634	15,584
Mg/(Mg+Fe)	0,544	0,576	0,539	0,477	0,434	0,371	0,373	0,385

Obsah Sr je nízky, výnimku tvorí vzorka tonalitového zloženia. Tento obsah je však dvakrát nižší ako pri tonalitoch typu Sihla. V niektorých vzorkách je zvýšený obsah Y a Zr, čo môže svedčiť o zvýšenej teplote magmy týchto typov.

V severnej časti regiónu – v pruhu medzi granitom typu Hrončok a centrálnym granitoidným pásmom – migmatity a ortoruly s polohami pararúl a amfibolitov podľahli intenzívnej diaforéze a mylonitizácii (typ b), miestami sú zmenené až na svorové až fylonitové horniny a sú zaradené do skupiny tektonitov. Ortoruly tohto pásma sa odlišujú od ortorúl v južnej časti regiónu častejším výskytom okatých variet a nižšietepelnou pôvodnou deformáciou. Charakteristická je aj prítomnosť malých intrúzií porfyrických granitov typu Hrončok, ale aj veporského typu, podobne ako v susednom hybridnom pásme. Zvláštne postavenie má najsevernejší pruh výrazne mylonitizovaných, poväčšine svetlých drobnozrnných ortorúl s polohami amfibolitov pararúl (typ c) s častými pásmi tektonitov, ktoré je obťažné kartograficky zachytiť.

Tab. 3 Chemické zloženie ortorúľ

	GB-1	GB-7	CP-2	GB-9	UT-1	751/71	7718/2	7920/1	8021/1	8121/1
SiO ₂	69,41	71,92	73,70	66,54	69,49	72,92	75,33	66,54	75,15	69,94
TiO ₂	0,47	0,43	0,36	0,93	0,58	0,19	0,18	0,38	0,10	0,48
Al ₂ O ₃	15,16	13,42	13,97	15,06	14,75	13,91	12,91	16,61	14,40	15,64
Fe ₂ O ₃	0,61	0,72	0,68	1,43	0,85	0,99	0,69	0,24	0,51	0,80
FeO	3,05	2,73	1,73	4,56	3,27	0,79	0,79	2,23	0,65	2,34
MgO	1,78	1,09	0,87	1,99	1,24	1,43	0,35	1,63	0,60	2,58
CaO	1,00	0,47	0,39	1,75	1,85	0,64	0,50	3,93	0,40	0,43
MnO	0,045	0,043	0,033	0,103	0,071	0,049	0,020	0,045	0,013	0,032
Na ₂ O	3,49	2,32	3,21	2,99	3,02	4,12	3,80	4,54	3,55	4,04
K ₂ O	3,16	5,31	3,96	3,01	3,36	2,86	3,64	1,80	3,19	2,00
H ₂ O ⁺	0,14	0,28	0,14	0,38	0,37	1,10	0,63	0,42	0,12	0,20
H ₂ O ⁻	0,17	0,17	0,16	0,21	0,23	0,01	0,06	0,01	0,02	0,04
CO ₂	0,22	0,33	<0,04	0,22	0,40	0,98	0,59	1,14	0,22	0,44
P ₂ O ₅						0,17	0,32	0,17	0,25	0,22
F	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,007	0,050	0,030	0,035	0,035
Cl	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,004	0,010	0,010	<0,02	<0,02
ppm										
As	6,2	4,6	5,8	10,1	13,0		5,0	5,0	9,6	0,7
B	5	<5	5	<5	<5		5	<5	7	<5
Ba	775	981	577	721	872	338	514	492	170	155
Be	1	0,9	0,9	1,3	1,1	3,5	2,8	1,9	2,0	1,0
Ce	64	58	53	100	71				<5	80
Co	7	4	3	11	6	6	4	0,5	<5	5
Cr	30	31	25	56	40	20	10	10	15	36
Cu	20	12	13	21	14	5	6	12	3	4

Pokračovanie tab. 3

	GB-1	GB-7	CP-2	GB-9	UT-1	7517/1	7718/2	7920/1	8021/1	8121/1
Eu	0,8	0,8	0,5	1,2	1	20	10	10	16	17
Ga	6,4	6,5	4,1	9,1	6,7					
Gd	6,3	4,9	5,2	9,7	6,5					
Hf	32	30	21	51	35	12	9	23	8	50
La	17	15	12	33	20	10	10	14	16	16
Li	0,58	0,51	0,25	0,62	0,58					
Lu	0,7	1,5	0,6	0,6	0,7	<5	<5	<5	0,70	0,70
Mo	8	10	7	13	9	<20	<5	<5		
Nb	33	30	22	52	36					
Nd	18	22	16	29	23	15	4	4	11	18
Ni	33	28	30	21	21	14	12	4	<1	<1
Pb	69	123	75	114	92	72	184	120	120	35
Rb	10	7	4	16	10					
Sc	8	8	5	11	8					
Sm	3	4	3	3	2	<5	<5	<5	11	9
Sn	70	163	160	200	190	<20	40	320	31	75
Sr	1,1	1,1	0,7	1,4	1,1					
Tb	9	9	10	14	10					
Th	42	31	28	92	56	15	15	40	6	46
V	38	41	26	40	41	<5	<5	<5	1	<1
W	4,5	4,3	2,4	4,8	5	20	16	17	16	34
Y	84	78	51	114	77	36	36	42		
Yb	227	186	179	365	243	74	80	152	66	220
Zn										
Zr										

79 a) granatitcko-biotiticko-plagioklasové pararuly, miestami amfibolické, b) migmatitizované ruly s polohami granitoidov

Najčastejšie sa vyskytujú v tzv. hybridnom komplexe, ale aj ako samostatné vyššie metamorfované komplexy (napr. oblasť Trstia). Ide väčšinou o tmavé alebo sivočierne drobnozrné biotitové alebo muskovitovo-biotitové plagioklasové pararuly, často s granátom. Vyskytujú sa v nich aj polohy grafitických rúl a amfibolitov. V oblasti Čierneho Balogu sú častejšie aj polohy kremitých rúl. Lokálne, ak protolit obsahoval vulkanickú prímes, je pozorovateľný amfibol. V mnohých prípadoch je príznačná lokálna prítomnosť granitoidov, ktoré najčastejšie prenikali pozdĺž foliácie (typ b).

Horninová variabilita komplexu zároveň uľahčuje pomerne výraznú mylonitizáciu, ktorej prejavy možno najlepšie pozorovať na litologických rozhraniach. Diafhorické premeny podmienili vznik celej škály hornín od svorových rúl cez svory až po fylony. S mylonitizáciou súvisí aj intenzívna látková infiltrácia, najmä sericitizácia-muskovitizácia, chloritizácia, prekremenenie a pod. (zrejme kvôli vývoju druhotného muskovitu získavajú tieto horniny svorový vzhľad, za ktoré sa často aj považujú).

Predpokladanú pôvodnú minerálnu asociáciu reprezentuje granát almandínovo-pyropového zloženia, biotit, plagioklas, kremeň a muskovit. V prípade vyššieho obsahu pyropovej zložky (až cca 25 %), prípadne prítomnosti bázičkejšieho plagioklasu (~ oligoklas/andezín) možno metamorfózu stotožňovať s teplotnými podmienkami strednej až vyššej zóny amfibolitovej fácie. Teplotno-tlakové účinky granitoidov na metamorfne dotváranie rúl pravdepodobne reprezentuje lokálny vývoj myrmekitického kremeňa v plagioklase a muskovite. Veľmi zriedkavý K živec (len vo forme šachovnicového albitu) geneticky taktiež zaraďujeme k alochemickým prejavom, ktoré sprevádzajú umiestňovanie granitoidov. Lokálnu parciálnu anatexiu nevyučujeme, ale zatiaľ ju nevieme hodnoverne doložiť.

Ako príklad naloženej predalpínskej metamorfózy týchto rúl možno uviesť účinok lokálnych prienikov leukokratnej taveniny do „hybridného“ rulového súboru v oblasti „Fe skarnu“ pri Kokave nad Rimavicou. V svetlom pegmatitoidnom granite sú uzavreté zvyšky rúl, kde sa objavujú 1–2 cm porfyroblasty granátu, v ktorých niekedy už voľným okom badať diskontinuálne zóny. Zakalené centrálné časti granátu pochádzajú pravdepodobne z regionálneho metamorfného štádia a v danom prípade sú relatívne vyššieteplotné (vyšší pomer M/MF). Na formovaní čirejších prírastkových zón (tab. 4) sa zrejme podieľajú neskorosyn- až postkinematické granity, ktoré miestami dotvárajú metamorfný vývoj, ale v širšom regionálnom meradle vo vzťahu k dominujúcej regionálnej metamorfóze pôvodných rúl prejavujú premenlivé účinky. Obe metamorfne epizódy orientačne vychádzajú ako strednotlakové (Ghent a Stout, 1981), pričom teplotné podmienky možno ohraničovať strednou až vyššou amfibolitovou fáciou (metódou Perčuka a Lavrentjeva, 1983). Prikontaktný vplyv leukokratného granitu sa popri vývoji (pyropovo)-almandínovo-spessartínového typu granátu prejavuje aj intenzívnou tvorbou drobnozrných

kryštálov muskovitu, chloriticko-biotitickými reakčnými lemmi a pod., teda blastézou obdobného typu, akú pripisujeme alpinskej metamorfóze.

Tab. 4 Zloženie granátu z granatickej ruly poukazuje na dve rastové epizódy (bližšie pozri text). V posledných dvoch stĺpcoch je zloženie slúd uvedené v geotermobarometrických odhadoch. Pomer M/MF = Mg/(Mg+Fe_{tot}). (M. Kováčik, 1998).

Granát	Okraj	Medzi 1	Medzi 2	Stred		Biotit	Muskovit
SiO ₂	37,207	37,176	37,271	36,989	SiO ₂	37,161	48,431
Al ₂ O ₃	22,087	21,73	21,865	21,989	Al ₂ O ₃	18,553	31,342
FeO	30,88	30,961	30,578	30,517	MgO	9,713	1,507
MnO	6,065	5,556	5,205	5,295	Na ₂ O	0,178	0,673
MgO	3,885	3,861	4,559	4,553	FeO	19,251	1,51
CaO	1,054	1,144	1,037	1,071	MnO	0,243	0,032
Spolu	101,177	100,43	100,515	100,414	TiO ₂	1,527	1,046
Si	2,95	2,967	2,96	2,943	CaO	0,037	0
Al IV.	0,05	0,033	0,04	0,057	K ₂ O	8,701	9,747
Al VI.	2,014	2,011	2,007	2,005	Spolu	95,364	94,289
Fe ²⁺	2,048	2,066	2,031	2,031	Si	5,601	6,487
Mn	0,407	0,376	0,35	0,357	Al IV.	2,399	1,513
Mg	0,459	0,459	0,54	0,54	Al VI.	0,897	3,434
Ca	0,09	0,098	0,088	0,091	Mg	2,182	0,301
Spolu	5,018	5,01	5,016	5,024	Na	0,052	0,175
Alm	68,176	68,89	67,497	67,274	Fe	2,427	0,169
Spes	13,548	12,537	11,632	11,825	Mn	0,031	0,004
Pyr	15,28	15,305	17,946	17,887	Ti	0,173	0,105
Gros	2,996	3,268	2,925	3,014	Ca	0,006	0
					K	1,673	1,665
M/MF	0,183	0,183	0,21	0,21	M/MF	0,473	

V hybridnom komplexe sa vyskytujú aj špecifické litologické členy – železité metesedimenty a grafitické kvarcitické ruly až metakvarcity (najhojnejší výskyt týchto typov je pri Kokave nad Rimavicou).

V minerálnej náplni vysoko železitých magnetitových rúl prevláda granát almandínového zloženia, v premenlivom množstve je prítomný kremeň, biotit (klasifikačne blízky annitu) a Fe-Mg-Mn amfibol (grunerit). Magnetit je voľne rozptýlený v hornine, kde bežne vytvára zrná s veľkosťou 0,2–0,3 mm, v bohatších rudných akumuláciách možno pozorovať aj kryštály väčšie ako 1 mm. Synmetamorfný vývoj magnetitu naznačujú jeho uzavreniny v granáte, ako aj zriedkavé diablastické prerasty drobnozrnného gruneritu a magnetitu. V otázkach genézy magnetitových rúl sa možno skôr prikloniť k názoru, že išlo o vysoko železité sedimenty (tzv. ferolity), ktoré sa usádzovali v prostredí s prevažujúcou psamitickou litológiou. Neskôr spoločne s okolitými horninami podľahli vrásovo-deformačnému prepracovaniu a regionálnej metamorfóze v podmienkach amfibolitovej fácie za vzniku vysoko železitej minerálnej asociácie. Primárne minerálne asociácie dopĺňa všadeprítomný apatit (1 až 3 obj. %) a v akcesorickom množstve alanit.

Periplutonické účinky nasledujúcej granitizácie majú zrejme za následok lokálnu rekryštalizáciu, obdobne ako alpínske premeny a deformácie, ktoré sa v tejto doméne prejavujú v menšej miere ako v iných oblastiach južného veporika.

V širšej oblasti výskytu vysoko železitých rúl sa nachádzajú aj šošovkovito vykliňujúce sa polohy tmavých metakvarcitov s hrúbkou X m až desiatky m. Uhlíkatá substancija vo forme vykryštalizovaného grafitu sa viaže prednostne na kvarciticú litológiu. Metakvarcitty majú najčastejšie masívnu textúru, lokálne však možno pozorovať aj páskovanú textúru. V monotónnom zložení grafitických kvarcitov dominuje kremeň (90–95 obj. %), v premenlivom množstve je prítomný grafit, muskovit, zriedkavejšie živec, biotit a apatit. Grafit vystupuje v priemernej veľkosti okolo 0,2–0,3 mm, najčastejšie sa vyskytuje na stykových plochách kremenných zŕn. Väčšie akumulácie grafitu sa viažu na zriedkavo sa vyskytujúce muskovitické vrstvičky. Niekedy sa grafit v menšej miere nachádza aj v rulových polohách, alebo vo forme reliktných textúr býva usmernená grafitická hmota, občas uzavretá aj v granitoidoch. Nástreky granitoidov neobchádzajú ani grafitické kvarcitty, strednozrnný svetlý materiál preniká najmä po plochách bridličnatosti.

78 svory

Rozličné typy svorových hornín vystupujú najmä v južnej časti veporika väčšinou v alpínskych transparentných štruktúrach. Najväčšie oblasti výskytu sú v masíve Striebornej, Chrobče a Ostrej a v oblasti Hačavy s. od Hnúšte. Pôvodne boli svory súčasťou spodnej hercýnskej litotektonickej jednotky v zmysle predstavy Bezáka (1994).

V starších ponímaniach ide o pásmo granatických svorov (Zoubek, 1932), svory typu Brezina (Klinec a Vrána in Mahel' et al., 1967), hronský komplex (Klinec, 1966) alebo komplex Ostrej (Bezák, 1982). Komplex pozostáva z rozličných litotypov muskovitických svorov s vložkami amfibolitov, metakvarcitov, grafitických bridlic, lokálne uzatvára aj telieska serpentinitov. K základnej minerálnej asociácii granatických svorov patrí kremeň, muskovit, chlorit a plagioklas. Granát hercýnskeho regionálneho metamorfného štádia dosahuje veľkosť do 1,5 cm. Naložené fylosilikáty vrátane novotvoreného biotitu bývajú jemnozrnnejšie, zatláčajú najmä plagioklas a granát, na jeho úkor sa niekedy vyvíjajú glomeroblasty chloritu. Drobnozrnný novotvorený granát často uzatvárajú výrastlice plagioklasu a sľúd. K bežným akcesorickým minerálom patrí ilmenit a zonálny turmalín, ten je však spolu s ojedinelým magnetitom viazaný skôr na naložené procesy.

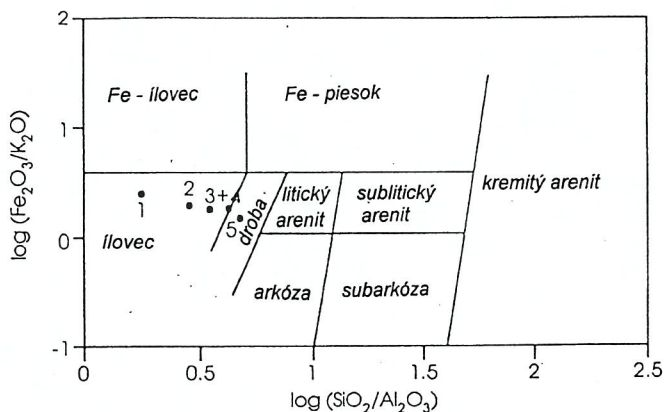
Zdrojový materiál svorov predstavujú ílové bridlice rozdelené na tri základné litogeochemické skupiny (chemické zloženie je v tab. 5), ktoré zároveň odrážajú aj povahu metamorfnej rekryštalizácie (Kováčik, 1993):

1. granaticko-chloritoidovo-muskovitické svory (bez plagioklasu),
2. granaticko-chloriticko-muskovitické svory (plagioklas ako vedľajšia zložka),
3. granaticko-muskoviticko-biotitické svory s plagioklasom.

V prvom a druhom type je zastúpenie kremeňa a muskovitu zhruba vyrovnané, ale v treťom prípade už prevláda kremeň a taktiež je tu výraznejšie zastúpený plagioklas. Granatico-chloriticko-muskovitické svory (\pm biotit) predstavujú charakteristický litotyp súboru svorov v kohútskom pásme. Protolit prvej

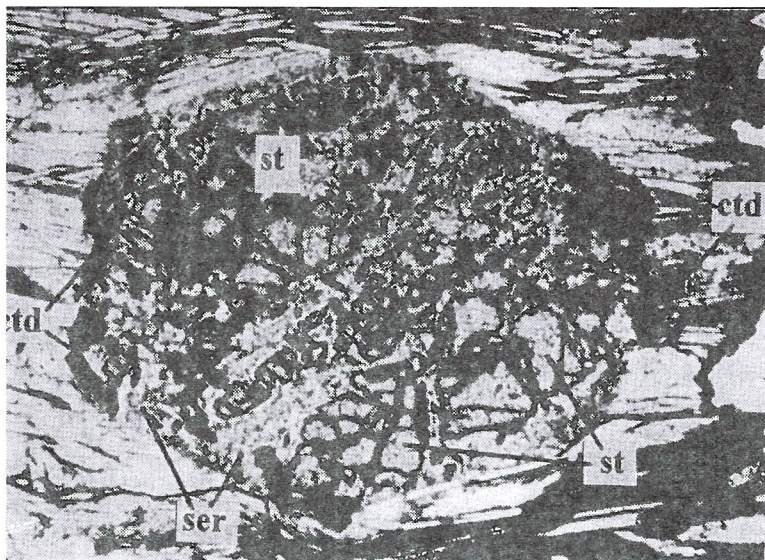
Tab. 5 Litogeochemické parametre základných horninových typov v svorovom komplexe (horninové typy 1 až 3) a v biotiticko-albitických rulách (horninové typy 4 a 5). Prvá hodnota udáva aritmetický priemer, v zátvorke je priemerná smerodajná odchýlka. (Základné horninové typy pozri v texte.) (M. Kováčik, 1993)

Horninový typ	1	2	3	4	5
Počet vzoriek	12	18	16	8	15
SiO ₂	48,02 (2,99)	58,39 (2,05)	64,61 (2,13)	66,63 (1,53)	71,33 (2,19)
Al ₂ O ₃	27,42 (1,87)	20,92 (0,85)	17,99 (0,76)	16,43 (0,60)	13,44 (1,04)
FeO	6,09 (0,50)	4,84 (1,23)	3,57 (1,00)	3,48 (0,39)	2,72 (0,38)
Fe ₂ O ₃	2,66 (0,50)	2,59 (0,99)	2,07 (1,30)	1,23 (0,49)	1,18 (0,38)
CaO	0,99 (0,72)	0,92 (0,31)	0,8 (0,39)	1,91 (0,72)	1,63 (0,53)
MgO	2,47 (0,60)	1,92 (0,26)	1,85 (0,39)	2,45 (0,54)	1,79 (0,36)
TiO ₂	1,23 (0,16)	0,95 (0,12)	0,84 (0,12)	0,71 (0,06)	0,62 (0,09)
P ₂ O ₅	0,33 (0,11)	0,26 (0,11)	0,21 (0,07)	0,17 (0,05)	0,19 (0,05)
MnO	0,11 (0,05)	0,157 (0,11)	0,07 (0,04)	0,06 (0,02)	0,06 (0,02)
Na ₂ O	1,54 (0,56)	1,25 (0,23)	1,17 (0,46)	3,07 (0,72)	3,12 (0,38)
K ₂ O	3,68 (0,85)	4,09 (0,34)	3,22 (0,55)	2,72 (0,45)	2,00 (0,43)



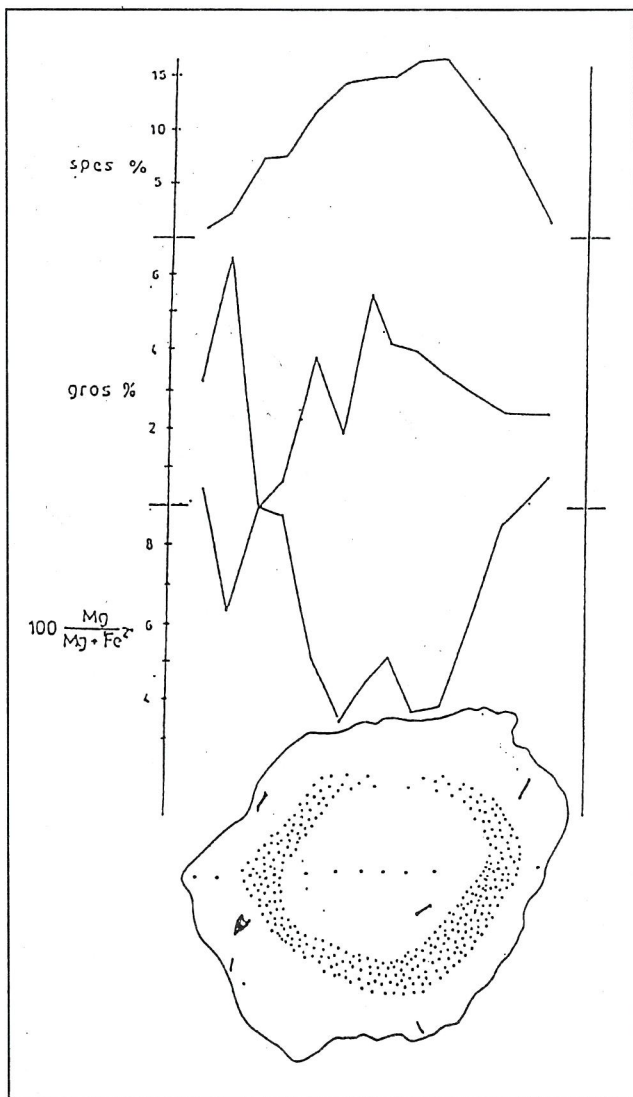
Obr. 10 Základné horninové typy staropaleozoických metamorfítov kohútskeho pásma (tab. 5) v diagrame Herrona (1988). Fe₂O₃ predstavuje súčet FeO + Fe₂O₃. Upravil M. Kováčik (1998).

skupiny hornín považujeme za medziprodukt alitického typu zvetrávania kontinentálnej kôry, kde sa v priebehu hercýnskej regionálnej metamorfózy vyvíja asociácia granát – staurolit – muskovit – chlorit alebo staurolit – kyanit (predpokladaný len z ojedinelého výskytu paragonitových pseudomorfóz) – muskovit \pm chlorit. Chloritoid vystupujúci v pseudomorfózach s jemnozrnnou svetlou sfudou považujeme za retrográdný produkt po staurolite, ktorý sa zriedkavo zachováva vo forme korodovaných porfyroblastov (obr. 11). Tieto indikačné metamorfné asociácie, ako aj pomerne bežné, až 1,5 cm veľké porfyroblasty granátu almandínového typu indikujú podmienky hercýnskej regionálnej metamorfózy medzi vrchnou zónou fácie zelených bridlíc až amfibolitovou faciou. Chemické zloženie predalpínskeho porfyroblastu granátu napriek istej oscilácii indikuje progresívny trend zonálnosti, čo sa dobre prejavuje aj v konkávnej distribúcii spessartínovej zložky (obr. 12). Neskoršia, najpravdepodobnejšie alpínska deformácia sa v porovnaní s ostatnými uvádzanými horninami prejavuje v plastických svoroch najvýraznejšie. Deformáciu zvyčajne sprevádza rekryštalizácia fylosilikátov, lemovanie staršieho granátu fázou obohatenou o grossulárovú zložku, intenzívna sericitizácia, albitizácia, prekremenenie, chloritizácia, vývoj biotitu, turmalínu, klinozoizitu, ojedinele vývoj chloritoidu či staurolitu druhej



Obr. 11 Predalpínsky cca 2 mm staurolit je často zatlačený sericitom, chloritom a chloritoidom (vz. 7100/1, neskrížená nikoly). (M. Kováčik et al., 1996).

generácie. Starší, hercýnsky granát býva často kataklazovaný na množstvo drobných reliktov, ktoré budujú centrá tzv. novotvorených alpínskych granátov v metapelitoch. Charakteristické, grossulárovým komponentom obohatené lemy majú väčšinou idiomorfne obmedzenie.



Obr. 12 Zonálnosť 4 mm veľkej výrastle granátu v granatickom svore (lok.: k. 922 cca 3,5 km východne od centra Tisovca). Granát je nehomogénny (predovšetkým v zakalenej koncentrickej zóne), celkovo však profil naznačuje progresívny trend (M. Kováčik, 1998).

Predstavujú pomerne monotónny komplex s prevahou biotitických a dvojsľudových pararúl, ktoré nezriedka obsahujú granát s veľkosťou 0,5–2 mm. Lokálna feldšpatizácia sa prejavuje vo forme živcových očiek (Hovorka in Kuthan et al., 1963), ale bližšia genéza infiltrácie je vcelku neznáma. Vzhľadom na regionálne rozšírenie naloženej albitizácie je tento horninový súbor definovaný ako albitizované biotitické ruly, ktoré boli spoločne s vložkami kremeňovo-živcových rúl a grafitických bridlíc vyčlenené pod názvom klenovecký komplex (Bezák, 1982). Najväčší areál výskytu je v okolí Klenovca s pokračovaním na JZ po Krnú.

Študované ruly litogeochemicky spadajú do poľa drôb, v rámci ktorých možno vyčleniť tieto dve základné litogeochemické skupiny (v tab. 5 ide o typ 4 a 5):

– granátovo-biotitické ruly (kremeň > biotit \geq plagioklas > muskovit > granát, klinozoizit),

– granátovo-biotitické kremité ruly s plagioklasom (kremeň > plagioklas > biotit > muskovit > granát).

Zdrojový materiál týchto rúl sa vyznačuje vyhranenejším pieskovcovým charakterom oproti svorovým typom hornín. Z hľadiska petrografickej štruktúry majú horniny prvej skupiny prevažne lepidogranoblastickú štruktúru, miestami však možno pozorovať aj znaky rohovcovej štruktúry. Druhá skupina geochemicky spadá do poľa drôb a svojím zložením často inklinuje k rulovým enklávam z veporských granitoidov. Zriedkavejšie vyššie metamorfované členy (najmä v blízkosti granitoidov) majú metamorfne asociácie obdobné ako ruly hybridného komplexu a ich textúry lokálne pripomínajú až migmatitické ruly.

V kartograficky vyčlenenom areáli klenoveckých rúl sa podmienky hercýnskej regionálnej metamorfózy v hrubých črtách pohybujú v oblasti vyšších zón fácie zelených bridlíc a v amfibolitovej fáci. Hercýnsku regionálnu metamorfózu spoľahlivejšie charakterizuje granát almandínovo-pyropového typu, ako aj reliktu plagioklasu oligoklasovo-andezínového zloženia. Ostatné minerály ako biotit, nízko železitý chlorit, muskovit, klinozoizit, albit a lemy pôvodného granátu obohatené grossulárovou zložkou majú často povahu naloženej, najskôr alpínskej minerálnej asociácie. Vcelku však predpokladáme, že tieto fázy (okrem grossulárových lemov granátu) boli prítomné už v predalpínskej metamorfnej asociácii a ich druhotný charakter vo veľkej miere odráža rekryštalizáciu v postkinematických štruktúrnych pozíciách.

76 a) biotitické rohovcové fylity až ruly, b) fylity až ruly s častými žilami granitov

Vystupujú v masíve Sinca a niekoľko menších výskytov bolo zaznamenaných v oblasti severne od Rimavskej Bane, kde vystupujú spod metamorfovaných

vrchnokarbónskych sedimentov slatvinského súvrstvia. Druhou väčšou oblasťou výskytu je úzky pruh východne od Hnúšte smerom na obec Polom, kde tiež tvoria podložie metasedimentov slatvinského súvrstvia. Ďalším výskytom je pruh medzi Uhorským a Kocihou na kontakte s granitoidmi typu Dubovo.

Tieto metamorfity tvoria metamorfovaný plášť intrúzií leukokratných granitoidov rimavického typu alebo typu Dubovo. Pozične zodpovedajú horninám série Hladomornej doliny (Klinec, 1966) vo východnej časti veporika. Najlepšie študovateľné odkryvy sú priamo oproti železničnej stanici v Hnúšti.

Makroskopicky ide o sivé, tmavosivé až čiernosivé jemnozrné biotitické kremité fylity, v miestach obohatených o plagioklas majú charakter biotitických rúl. Častá je prítomnosť regionálne metamorfného granátu. Vystupujú vždy v úzkej asociácii s aplitmi a aplitickými granitmi, ktoré do nich prenikajú v podobe žíl po bridličnatosti, ale aj priečne cez ňu. V niektorých úsekoch je frekvencia granitových žíl pomerne vysoká. Metamorfity v kontakte s granitmi majú charakter rohovcových až migmatitizovaných rúl. Z hľadiska metamorfózy horniny prekonali dva procesy – regionálnu metamorfózu v biotiticko-granátovej zóne a kontaktnometasomatickú, mladšiu metamorfózu spôsobenú intrúziami svetlých granitov a aplítov.

75 diafctority a tektonity väčšinou svorového charakteru, často s granátom

Do tejto skupiny zaraďujeme horniny prevažne svorového charakteru s veľkolupeňovitým muskovitom, ktoré na základe ich pozície v rámci strižných zón v hybridnom komplexe alebo reliktovej pôvodných hornín možno považovať za tektonity. Vznikali diafctorézou väčšinou z rúl hybridného komplexu, na ktoré sú priestorovo viazané. V závislosti od intenzity diafctorézy vznikli buď diafctoritické svory, alebo až fylonity. Proces diafctorézy bol zrejme viacaktový (hercýnsky aj alpínsky), o čom svedčia aj niektoré rádiometrické údaje z muskovitov týchto hornín (Cambel et al., 1990).

Diafctoritické svory sú muskoviticko-chloritické alebo muskovitické, často s granátom. Majú drobnozrnitý a obyčajne heteroblastický vývoj podmienený postkinematickými porfyroblastmi muskovitu a chloritu vystupujúcimi v drobnozrnnej kremeňovo-chloritickej alebo kremeňovo-sericitickej základnej hmote. Sú výrazne bridličnaté, so sprehybanými a hrbolčekovitými plochami bridličnatosti. Štruktúra je blastoporfyricko-lepidogranoblastická až zvrátená lepidogranoblastická.

Naložená metamorfóza sa prejavuje najmä vývojom slúdu, chloritu, nezriedka aj rekryštalizáciou granátu. Mylonitická foliácia je definovaná rekryštalizačnou minerálnou asociáciou kremeň – muskovit₂ – biotit₂ – epidot-kliozoit – chlorit – albit, miestami granát₂, zreteľne naloženou na progresívne metamorfnú, resp. magmatickú asociáciu (kremeň, plagioklas, draselný živec, muskovit, biotit, granát).

74 chloriticko-muskovitické bridlice, miestami chloritické bridlice a albitické fylity, často s granátom

Ide o pruhy bridlíc v severnom veporiku, vyskytujúce sa severne od granitov typu Hrončok až po dolinu Osrblianky. Sú to horniny pomerne jednoduchého minerálneho zloženia – kremeň, sericit, chlorit a albit. Makroskopicky majú pomerne monotónny vývoj, a preto boli zmapované ako jeden komplex. Väčšinou sú zelenosivej farby. Množstvo základných minerálov (sericitu, chloritu, albitu, kremeňa) je rôzne a závisí od pôvodného východiskového materiálu. Z akcesórií je najčastejší hematit, limonit, ale miestami aj granát, chloritoid, metaantracit a turmalín. Dosť častým a typickým znakom je vystupovanie porfyroblastov albitu priemernej veľkosti 0,5–1,0 mm. Fylity niekedy tvoria pozvoľné prechody do diaforitických svorov, pre ktoré sú najtypickejšie heteroblastické štruktúry podmienené porfyroblastmi muskovitu a chloritu v drobnozrnej kremeňovo-chloritovej alebo kremeňovo-sericitickej základnej hmote. Miestami obsahujú vložky tmavosivých až čiernych fylitov s obsahom metaantracitu. Uprostred fylitov vystupujú aj polohy zelených chloritických bridlíc, ktoré zrejme predstavujú premenené bázické vulkanické produkty alebo diafority amfibolitov. Ide o tmavozelené, zelenosivé až čierne horniny fylitického vzhľadu, ojedinele so svetlými porfyroblastmi albitu. Zelené zafarbenie spôsobuje najmä prítomnosť chloritu a minerálov epidotovo-zoizitovej skupiny.

V interpretácii pôvodu týchto hornín uvedeného komplexu stále panuje istá dvojnásobnosť. Už Zoubek (1928, 1930) si uvedomoval ťažkosti v rozlišovaní progresívne metamorfovaných fylitov a diaforitov vysoko metamorfovaného kryštalinika. Tento horninový súbor bol väčšinou na základe terénneho a petrografického výskumu hodnotený ako silno fylonitizované pararuly (Kubíny, 1958; Zoubek in Mahel' et al., 1964; Kamenický in Mahel' a Buday, 1967). Pre tento názor by svedčili aj budinované polohy pararúl v rámci tohto komplexu. Iná skupina názorov sa prikláňa skôr k nízko metamorfovaným horninám (Klinec et al., 1987; Korikovskij a Miko, 1992). Podľa Korikovského a Mika (l. c.) dané horniny predstavujú nízko metamorfované, pravdepodobne staropaleozoické (na základe palynologickej analýzy) vulkanosedimentárne súvrstvie s prevahou metasedimentov. Ide najmä o metaaleurolity, metaarkózy, metadroby, miestami sa objavujú aj polohy kyslých a bázických metavulkanitov. Minerálnu náplň klastogénnych metasedimentov reprezentuje kremeň, muskovit (sericit), biotit, chlorit, niekedy paragonit, albit, granát (grossulárovo-spessartínového zloženia) a turmalín. Charakteristickou akcesorickou súčasťou je ilmenit, lokálne sa vyskytuje aj uhlíkatá substancija. Spišiak et al. (1992) tu opisujú aj karbonatické metasedimenty a chloritovo-magnetitové droby pravdepodobne tufogénneho pôvodu. Daný horninový komplex je označený ako krakovská formácia (Korikovskij a Miko, 1992), ktorá zrejme predstavuje metamorfnú, vekovú, menej však litologickú obdobu komplexu Jánovho grúňa definovaného vo veporickej časti Nízkych Tatier (Miko, 1981).

Podľa Korikovského a Mika (1992) hercýnska progresívna regionálna metamorfóza barrovského typu prebehla v chloriticko-sericitickej subfácii zelených bridlíc, presnejšie sú podmienky stanovené z chemického zloženia minerálov sporadických kyslých paleovulkanitov na 350 °C pri tlaku 340–400 MPa (Korikovskij a Miko, l. c.). Na druhej strane sa však možno domnievať, že takto stanovené metamorfne podmienky odrážajú predovšetkým mieru alpínskeho metamorfno-deformačného prepracovania. Jednoznačnú definíciu pôvodu litologickej náplne daného súboru ponecháme otvorenú. Je však tiež otázne, či horniny zahrnuté do tejto kolónky skutočne predstavujú len jeden komplex.

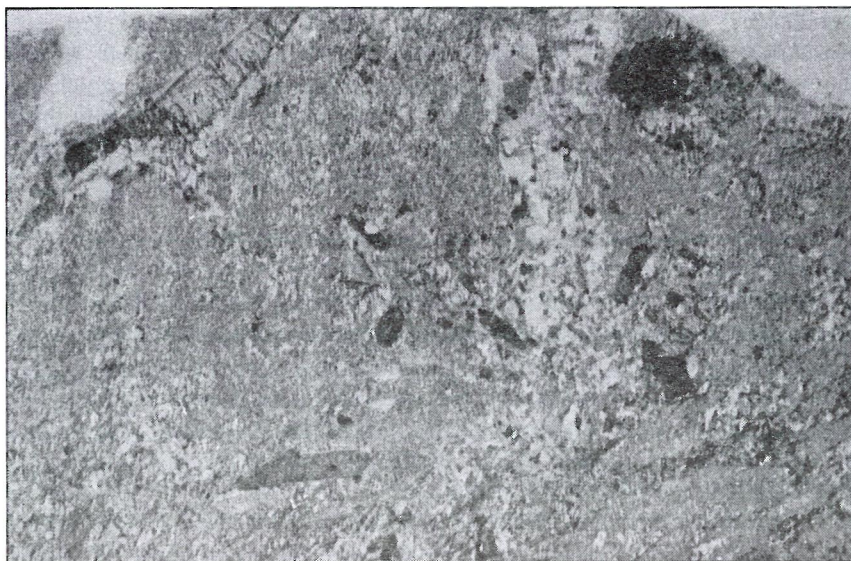
73 a) muskoviticko-kremité bridlice, miestami s uhlíkatou hmotou

Tieto svetlé bridlice s pomerne monotónnym litologickým charakterom predstavujú buď progresívne metamorfované sedimenty psamitického typu, alebo produkty mylonitizácie kryštalinika (viac granitoidov ako rúl). Genetické začlenenie vzhľadom na polydeformačné prepracovanie a nedostatok vhodných rozlišovacích prvkov nie je doriešené. Ďalšou, taktiež nie vždy uspokojivo vyriešenou otázkou je odlišovanie týchto bridlíc od metamorfovaných obalových permských sericiticko-kremitých bridlíc.

Tieto aj nasledujúce typy bridlíc sa vyskytujú v užších alebo širších pásmach najmä v najjužnejších častiach regiónu v prostredí rúl a granitoidov. V zložení dominujú kremité pásiky s granoblastickou štruktúrou, ktoré sú prevrstvované laminami muskovitu či sericitu (t. j. drobné, cca 0,0x mm, izometrické, často zakalené formy muskovitu). Kremeň sa zvyčajne vyskytuje v dvoch základných zrnitostiach, ktoré sa striedajú vo forme prúžkov paralelných s foliáciou. V matrixe prevažuje priemerná zrnitosť okolo 0,1 mm, zatiaľ čo v čirejších monominerálnych vrstvičkách veľkosť zŕn dosahuje cca 0,3–0,5 mm. Miestami sú tieto horniny obohatené o uhlíkatú hmotu. Čierny pigment sa zvyčajne viaže na laminy s drobnozrnným vývojom kremeňa, v ktorých sa často striedajú úzke vrstvičky muskovitu/sericitu. V niektorých litologických varietách je v menšom množstve zastúpený chlorit, prípadne albit, ktoré sú však väčšinou, podobne ako miestami sa vyskytujúci 1–2 mm čierny turmalín, viazané na druhotné procesy. Z rudných minerálov možno pozorovať Fe-Ti oxidy, lokálna naložená pyritovo-pyrotínová a karbonátová mineralizácia sa prednostne viaže na litologické typy obohatené o organickú hmotu.

K minerálnemu zloženiu muskoviticko-kremitých bridlíc, ktoré vznikajú v zónach deformačných a rekryštalizačných premien granitoidov, sa niekedy pridružuje Mg chlorit [svetlé lupene pripomínajú muskovit, podľa klasifikácie Heya (1954) ide o sheridanit], ako aj klintozoit. V okolí magnezitovo-mastencových telies v sz. časti masívu Sinca sa v extrémnych prípadoch Mg metasomatózy vyvíja z predpokladaného granitu až kyanitovo-Mg-chloritická bridlica (obr. 13).

Bridlice vznikajúce z granitoidov neobsahujú uhľikátú substanciu, ale niekedy sa tu zachovávajú živce, predovšetkým mikroklinizovaný ortoklas.



Obr.13 Mikroštruktúra kyanitovo-Mg-chloritickej bridlice (skrížené nikoly, zväčšenie 6,5x). Sivú jemnozrnnú základnú hmotu tvorí Mg chlorit, svetlý agregát (vpravo od stredu). kremeň a neusporiadané výrastlice s vysokým reliéfom predstavuje kyanit.

b) chloriticko-muskovitické bridlice, miestami s granátom

Ide o pestrejšiu skupinu bridlíc ako predchádzajúca, ale genéza nie je taktiež jednoznačná (progresívne alebo retrográdne metamorfované horniny?). Prevládajú sivozelenkavé kremité bridlice s lokálnou prítomnosťou albitu, v modálnom zložení však nezriedka prevažuje svetlá sfúda nad kremeňom. Horniny bývajú často zložito prevrásnené, vcelku prevláda lepidogranoblastická štruktúra. Muskovit sa vyskytuje jednak vo forme až 2–3 mm veľkých blastov, ale aj ako jemnozrnné sericitické vrstvičky. Tieto vrstvičky obsahujú v premenlivom množstve chlorit (väčšinou ripidolit) a klinozoizit. Muskovitické laminy sú prednostným hostiteľským prostredím akcesorických minerálov ako ilmenit, rutil, turmalín, zirkón, prípadne uhľikátého pigmentu. Na rozdiel od predchádzajúcej skupiny bridlíc tento horninový súbor je litologicky o niečo variabilnejší.

V prípade výraznejšej blastézy muskovitu či chloritu, ako aj prítomnosti kyslého plagioklasu horninu označujeme ako svorový fylit. V daných horninách

sa miestami objavuje granát s maximálnou veľkosťou okolo 1 mm. Ide zvyčajne o progresívne zonálny almandínovo-spessartínový typ (napr. granáty z fylitov v oblasti Cinobane obsahujú 30–40 % spessartínovej zložky), ktorý svedčí o nízkostupňovom charaktere metamorfózy. Metamorfné blasty 1–2 mm albitu majú často postkinematický ráz (uzatvárajú deformované mikroštruktúrne domény) a obsahujú do 5 % An zložky. V prostredí s vysokým obsahom muskovitu-sericitu sa veľmi zriedkavo vyvíja modrozelený Fe chloritoid. Občas vytvára radiálne zhluky a pri intenzívnej blastéze dosahuje dĺžku až 2 mm. Chloritoid môže vzniknúť tak v hercýnskom, ako aj alpínskom regionálnom metamorfnom procese.

72 muskoviticko-chloritické bridlice s polohami metakarbonátov a metabázik (sinecký komplex; spodný karbón?)

Tento komplex vyčlenený Bezákom (1982) sa vyskytuje v tektonických šupinách len v južnej časti veporika. Najsúvislejší pruh sa nachádza na severných svahoch masívu Sinca. Magnezity a mastence, ktoré sú súčasťou tohto komplexu, tu boli predmetom ťažby. Vzhľadom na litologickú skladbu podobnú ochtinskému súvrstviu a palynologické indicie (Planderová, ústny oznam) predpokladáme spodnokarbónsky vek tohto komplexu.

V tomto litologicky pestrom súbore prevládajú chloriticko-muskovitické a muskoviticko-chloritické bridlice s polohami chloritických a grafitických bridlíc, amfibolitov a metakarbonátov. Vo vyšších častiach komplexu sa ojedinele vyskytujú metakonglomeráty a metakvarcity. Sčasti sú do tohto súboru zaradené aj deformačne a metasomaticky postihnutého horniny veporického kryštalinika. Pri vyššom stupni mylonitizácie sa totiž granitoidy, ako aj severnejšie rozšírené biotitické ruly menia až na chloriticko-sericitické bridlice a ich odlišovanie od bridlíc sineckého komplexu je obtiažné.

Bridlice sú zelankavosivé alebo svetlosivé, s rovnými tenkými lesklými plochami bridličnatosti, často s paralelnými žilkami kremeňa hrubými 1–2 mm. Štruktúra je lepidoblastická alebo lepidogranoblastická. Základom sú tenké, dokonale usmernené lišty muskovitu (obsah 10–30 %) a chloritu (10–25 %) dĺžky do 1 mm. Medzi nimi sa nachádzajú kremene (slabo undulóznny, veľkosť do 0,6 mm), buď ako samostatné zrná, alebo v žilkách. Obsah kremeňa varíruje od 10 do 65 %, zväčša je okolo 50 %. Často sa vyskytuje priečny postkinematický muskovit, zriedkavo aj biotit. Menej časté sú polohy zelenkastých chloritických bridlíc (hlavné zložky chlorit – až 75% – a kremeň, muskovit je vo vedľajšom množstve) a v nich sú ojedinelé telesá metamorfovaných bázických vulkanitov. Miestami sa vyskytujú konglomeráty. Sú to zelankavosivé bridličnaté horniny s lesklými hrbolatými plochami (očká kremeňa). Pôvodné oblačky kremeňa sú zväčša rekryštalizované do zhlukov mozaikových zrn, niekedy sú vytiahnuté až

do žiliek. Obklopuje ich rekryštalizovaná základná hmota tvorená muskovitom a chloritom, málo kremeňom a albitom. Muskovit a chlorit vytvárajú aj priečne porfyroblasty.

V bridliciach sa vyskytujú šošovky metakarbonátov. Tvorí ich magnezit a dolomit, miestami sa vyskytujú reliktly metasomaticky nezatlačeného kryštalického vápenca a v nich prevažne na okrajoch sa vyvíja mastenec.

Menšie telesá a polohy metamorfovaných hornín

81 amfibolity

Sú prítomné ako šošovky vo viacerých metamorfovaných komplexoch. Majú vulkanický pôvod a sú geneticky späté so sedimentárno-magmatickým vývojom materských metamorfných súborov. Prítomnosť amfibolitických hornín je charakteristická najmä v hybridnom a sineckom komplexe, do istej miery aj v svorových a rulových horninových súboroch. Naopak, amfibolity sú slabo zastúpené alebo prakticky neprítomné v niektorých areáloch výskytu svorov alebo v istých rulových doménach (napr. albiticko-biotitické ruly). Amfibolity vystupujú vo forme masívnych hornín, alebo častejšie ako rozmanité jemne páskované až foliačne usmernené typy, kde sa striedajú polohy s prevahou amfibolu a s prevahou plagioklasu (v svetlejších pásikoch sa častejšie objavuje aj granát).

Veľkosť horninotvorných minerálov je pomerne variabilná – od 0,1 mm až po niekoľko milimetrové zrná, ktoré sú nezriedka spojené s naloženou rekryštalizáciou. Pôvodný plagioklas oligoklasovo-andezínového zloženia býva v neskorších procesoch zatlačovaný albitom a zakalené reliktly bázickejšieho plagioklasu často vyplňa jemnozrný ihličkový klinozoizit. Amfibol má najčastejšie tmavozelený alebo hnedý pleochroizmus, zložením zodpovedá Mg hornblendu v blízkosti kompozičného poľa tschermakitického hornblendu (podľa klasifikácie Leakeho, 1978). Základná biminerálna asociácia – Ca amfibol a plagioklas strednej bazicity – reprezentuje najrozšírenejšie produkty hercýnskej regionálnej metamorfózy (tzv. amfibolity s. s.). K bežným primárnym akcesorickým minerálom (niekedy tvoria až 2–3 modál. %) patrí ilmenit, rutil a titanit. Aj tieto Fe-Ti oxidy však v mnohých prípadoch druhotne rekryštalizujú a zložito prerastajú. Lokálny vývoj granátu v masívnych amfibolitoch je viazaný na vyššie metamorfné podmienky (charakteristická amfibolitová fácia), ale svoju úlohu tu zrejme zohráva aj primárne zloženie bazaltovej horniny, pretože blízko seba možno často pozorovať litotypy s granátom aj bez neho. Granát vzniká v priebehu hercýnskej regionálnej metamorfózy a nepredpokladáme jeho tvorbu či rekryštalizáciu v neskorších procesoch vývoja amfibolitov.

V litotypoch, ktoré majú pravdepodobne tufogénny pôvod, sa k základnému minerálnemu zloženiu pridružuje kremeň, biotit aj granát. Prímes tufogénneho materiálu sa pred-

pokladá aj v páskovaných amfibolicko-biotitických rulách. Nevýrazné polohy svetlých kremenno-plagioklasových rúl obsahujúcich granát, biotit a amfibol, ktoré sa nezdá nachádzajú v blízkosti amfibolitov, zrejme predstavujú metamorfné produkty derivátov kyslého vulkanizmu. Ojedinele sa objavujú aj amfibolicko-klinozoizitické horniny, ktoré obsahujú až 2/3 klinozoizitu, prítomný je aj amfibol, kremeň, biotit a drobné zrnká titanitu. Tento neobvyklý petrogenetický typ pravdepodobne prináleža k skupine hedenbergiticko-klinozoiziticko-kremenných bridlic, ktoré boli lokálne opísané v juhoveporickom kryštaliniku (Vrána, 1962; Korikovskij et al., 1989). Z hľadiska zdrojového materiálu týchto kornín prichádzajú do úvahy predovšetkým ílovcovo-vápenaté horniny (sliene), ktoré sú metamorfované na vápenato-silikátové rohovce.

82 svetlé drobnozrnné kremenno-živcové ortoruly

Najznámejšie výskyty sa nachádzajú východne od Klenovca a areálne sú viazané predovšetkým na albitické biotitické ruly. Jemno- až strednozrnné svetlé ortoruly, nezdá s jemne páskovanou textúrou, vystupujú vo forme niekoľko 10 m mocných šoškovitých polôh. Petrograficky sa daným horninám podrobnejšie venoval Kužvart (1955), ktorý udáva toto priemerné zloženie: K živce 30 – 50 %, kremeň 30–40 % a plagioklas 20–30 %. Draselný živce je opísaný ako ortoklas, ktorý býva pertitický a v strede zatláčaný sericitom. Plagioklas predstavuje albit-oligoklas. Občas je prítomný baueritizovaný a chloritizovaný biotit a priečny biotit, zriedkavo sa vyskytuje aj drobný granát.

Petrogenéza týchto ortorúl nie je dosiaľ celkom vyjasnená. Pri danom stupni metamorfózy a niekoľkonásobnej deformácii, ale aj relatívnej variabilite hornín (niekedy prevláda plagioklas nad K živcom, alebo výraznejšie je zastúpený granát) nemožno vo všetkých prípadoch s určitosťou stanoviť, či pôvodne išlo o arkózu, produkt kyslého paleovulkanizmu alebo synkinematický granit. Boli interpretované aj ako produkt alkalickéj metasomatózy ektinitov (Hovorka in Kuthan et al., 1963).

83 metakarbonáty

Karbonátové telesá nachádzajúce sa v prostredí metamorfítov v južnom veporiku sú interpretované ako synsedimentárne rifové formácie (Kužvart, 1955). Väčšinou sú uložené v muskoviticko-chloritických bridliciach s vložkami amfibolitov (sinecký komplex). Karbonáty kompozične prináležia väčšinou k dolomitu (napr. v okolí k. Ohrablo, 888 m, alebo polohy na ložiskách magnezitu v Hačave, Mútniku či v masíve Sinca), zriedkavo k dolomitickému vápencu, no pozornosť pútali predovšetkým výskyty magnezitu. V týchto karbonátoch sa zatiaľ nezistili fosílie a vzhľadom na ich pozíciu, litologickú a metamorfnú povahu sa priradujú k tzv. veporickému typu (Abonyi a Abonyiová, 1981). Nie je vylúčený ich spodnokarbónsky vek, identický s vekom metakarbonátov ochtinského súvrstvia.

Genéza západokarpatských magnezitov zostáva pretrvávajúcim problémom, väčšinou sa však prijíma teória hydrotermálno-infiltračnej premeny (Mg metasomatóza) pôvodných vápencovo-dolomitických karbonátov. Deformácia karbonátov, ako aj steatitizácia magnezitu sa pokladajú za alpínsky proces (Kužvart, 1955; Abonyi a Abonyiová, 1981). Najkvalitnejší mastenec vzniká práve na okraji magnezitových telies, ktoré sú silnejšie tektonizované, čím sa urýchľuje výmenný tok fluíd (najmä SiO₂).

Telesá karbonátov okrem bežnej prímеси kremeňa niekedy obsahujú charakteristické metamorfné minerály ako amfibol tremoliticko-aktinolitckej skupiny, rozličné typy chloritu a flogopit. V kalciticko-(dolomitickom) matrixe sa vyskytuje klinozoit, v akcesorickom množstve aj diopsid, vezuvián, granát a ojedinele wollastonit (Turan a Vančová, 1980; Turanová et al., 1997). Autori tieto minerály opísané z oblasti Mútnika považujú za produkt kontaktnej metamorfózy a horniny označujú ako Ca skarny. Topominerálny vplyv karbonátov sa prejavuje aj charakteristickým zrudnením ako napr. galenitovo-sfaleritovo-arsenopyritové polohy v mramoroch južne od k. Ostrá (1 012 m).

84 metakvarcity

Idie väčšinou o pomerne čisté metakvarcity svetlých farieb, ktorých štruktúrna pozícia nehovorí v prospech ich zaradenia do spodného triasu. Vyskytujú sa ojedinele uprostred kryštalinika (napr. deformovaných hybridných granitoidov pri Dobročskej Lehote, biotitických fylitov južne od Hnúšťa), miestami dokonca ako utopené kryhy v intrúziách granitoidov (Kokava nad Rimavicou). Niekedy sú tmavé a majú pomerne vysoký obsah uhlíkatej hmoty, resp. grafitu.

Magmatické horniny

Použité skratky minerálov: Qtz, Q – kremeň, Plg, Pl – plagioklas, Ab – albit, Kfs – draselný živec, Bt – biotit, Hbl – hornblend, Grt – granát, Ms – muskovit, Phg – muskovit-sericit fengitického zloženia, Ser – sericit (jemnozrný muskovit), Ep – epidot, Czo – klinozoit, Chl – chlorit, Mag – magnetit, Ttn – titanit, Ilm – ilmenit, Lx – leukoxén, Op – opakové minerály spolu, Akc – akcesorické minerály vcelku, Cal – kalcit.

90 biotitické granodiority až tonality (hybridný typ)

Sú prevažne nehomogénne, vystupujú v najužšom kontakte s pôvodným vysoko metamorfovaným rulovo-migmatitovým plášťom. Hlavným znakom hybridných granitoidov je ich usmernená textúra, tvorená šmuhami biotitu (anizotropné granitoidy v zmysle Sieglá, 1982), častý je výskyt rulových enkláv s prechodmi do páskovaných typov migmatitov.

Podľa Siegla (l. c.) ide o málo mobilné autochtónne granitoidné magmy sprevádzajúce synkinematické metamorfné vrásnenie so štruktúrnymi prvkami, ktoré sú zhodné so štruktúrami metamorfovaného plášťa (rôzny stupeň anizotropie, orientácia enkláv, modálna inhomogenita biotitu). Základným typom je biotitický granodiorit až tonalit, menej granit. Z textúrneho hľadiska možno hybridné granitoidy rozdeliť na tri typy:

- a) usmernené alebo všesmerné, miestami porfyrické,
- b) s hojným zastúpením porfyrických typov,
- c) deformované, retrográdne premenené.

Základným a najrozšírenejším typom sú usmernené alebo všesmerné, miestami porfyrické hybridné granitoidy. Zaberajú najmä rozsiahle areály v južnej časti centrálnych granitoidných masívov. Tieto typy majú zloženie blízke sihlanskému granitoidu, sú však prítomné aj draselné variety (tab. 6), pričom však pri sihlanskom type sú niektoré ďalšie odlišné charakteristiky (prítomnosť mafických mikrogranulárnych enkláv, alanitovo-magnetitová akcesorická asociácia, nižší pomer Rb/Sr). Makroskopická príbuznosť so sihlanskými typmi sa odráža niekedy v nejasnom priestorovom definovaní tonalitov spojených s hybridným (rulovo-migmatitovým) komplexom a mladšími tonalitmi typu Sihla.

Tab. 6 Modálna charakteristika všesmerného hybridného granitu (I. Petrik et al., 1993)

Vzorka	Qtz	Plg	Kfs	Bt	Ms	Grt
VG - 47	22,7	41,8	27,6	4,0	2,2	0,3

Prevládajúcou skupinou sú nevýrazne usmernené typy s prechodmi do všesmerných, relatívne rovnomerne zrnitých, masívnych granitoidov s monotónnym zložením (kremeň – plagioklas – K živec – biotit – muskovit). Chemicky sú porovnateľné s tonalitmi typu Sihla. Niekedy sa vyskytujú v porfyrickom vývoji, ktorý vykazuje afinitu ku granitickému zloženiu a prenikajú ich aplitické granity. Iným typom sú hybridné granitoidy v „perlovom“ až porfyrickom vývoji, kde výrastlice tvorí plagioklas s veľkosťou do cca 6 mm.

Plagioklasy (albit – oligoklas), v centrách niekedy až andezínového zloženia, majú často väčšie zastúpenie ako kremeň. Tvoria hypidiomorfné až alotriomorfné, niekedy zonálne zrná s polysyntetickým lamelovaním maximálne do 3,5–4 mm. Sú alterované, reaktčne zmäčkovévané vplyvom dostatočného množstva spolupôsobiacich fluíd. Pozorovali sme aj krehkú frakturáciu s kremennou výplňou. Zriedka rekryštalizujú na hraniciach zrn. Jadrá sú viac sericitizované (až saussuritizované) ako okrajové zóny. Kremeň vystupuje v dvoch zrnitostných typoch. Prvý charakterizujú pomerne veľké alotriomorfné zrná, silno rozpukané, s undulóznym zhášaním. Druhý tvorí mozaikovitú, dlaždicovitú štruktúru

drobných zŕn až mylonitickú drvinu. Tento jav zodpovedá jeho kryštaloplastickej, resp. kataklastickej nízkoteplotnej deformácii a odohráva sa najmä na hraniciach zŕn. Draselný živec (ak je prítomný) je xenomorfný až hypidiomorfný na interstíciách, hojne krehko frakturovaný. Vystupuje ako deformačne rezistentný minerál najmä v porfýrických typoch granitoidov. Biotit je často krehko-plasticky deformovaný, s hnedým/červenohnedým pleochroizmom v reze Y, Z, málokedy s odmiešaninami sagenitu. Muskovit sa vyskytuje pravdepodobne iba vo forme sekundárnych lupeňov fengitického zloženia. Tie môžu byť produktom postmagmatických, resp. metasomaticko-metamorfných procesov. Akcesorické minerály zastupuje najmä zirkón, apatit, menej titanit a ilmenit a minerály epidotovo-zoizitovej skupiny.

Podľa U/Pb zirkónových datovaní (Michalko et al., 1998) je vek týchto granitoidov v intervale konca mezohercýnskej kolízie (360–340 Ma). Na separovaných muskovitoch a biotitoch bol stanovený izochrónový vek 319 Ma (Cambel a Korikovskij, 1986). Tento vek by mohol byť ovplyvnený mladšou termálnou udalosťou, súvisiacou s intrúziou sihlanskeho typu granitoidov. Všesmerné hybridné granitoidy často prechádzajú do výrazne usmernených typov. Usmernené typy reprezentujú sivé alebo svetlosivé, silno deformované a rekryštalizované, viac alebo menej textúrne usmernené, šlírovité variety granodioritického až tonalitického zloženia, najčastejšie s granoblastickou až lepidogranoblastickou, ale aj hypidiomorfnou zrnitou štruktúrou.

Usmernené typy granitoidov niekedy prechádzajú do migmatitov a často je ťažké kartograficky ich vyčleniť, preto sú zaradené k migmatitom. Charakteristické sú striedaním polôh (cm–dm hrúbky) relatívne leukokratného granitoidu, biotitického tmavého granitoidu s rulovými polohami, resp. iba so šlírmi a pásikmi biotitu.

V severnej časti centrálnych granitoidných telies (severne od intrúzií sihlanskeho typu) prevládajú deformované hybridné granitoidy s častým zastúpením porfýrických typov (skupina b). Časté sú v nich aj intrúzie malých telies porfýrických granitoidov veporského typu.

Všetky typy hybridných granitoidov podľahli deformačno-rekryštalizačným premenám rôznej intenzity. Možno ich označiť ako metagranitoidy D-R štádia 1–4, resp. v prípade mylonitov až D-R 5 v zmysle Vránu (1966). Tektonika pri vzniku a tvorbe súčasného vzhľadu daných hornín hrala významnú úlohu. Na všetkých zložkách je evidentná tektonická prepracovanosť rôzneho stupňa, a najmä retrográdne premeny, ktoré zapíčinili rozklad primárnej mineralizácie a jej výskyt len v reliktoch. Heterogénna deformácia, duktilné strižné zóny a strižné pásy indikujú vysoké nehomogénne napätie.

Deformované a retrográdne premenené hybridné granitoidy (skupina c) sa na najväčšej ploche vyskytujú v juhozápadnej časti územia južne od divínskeho zlomu (oblasť Lovinobane). Severne od tohto zlomu sa vyskytujú v úzkych (v priemere do 10 m) mylonitových zónach (označené príslušnou značkou). Ide

o horniny zelenkavej farby bohaté na chlorit, kde vystupujú očká bielych deformovaných rotovaných plagioklasov. Textúra je väčšinou usmernená, ale niekedy aj makroskopicky masívna.

Intenzita deformácie je variabilná, aj jej charakter sa mení od plastickej ku krehkej. Väčšinou je spojená s rekryštalizáciou aspoň časti pôvodných minerálov. Postihuje všetky typy granitoidných hornín vrátane ich rulových enkláv. Intenzívnej deformácii nepodľahli mladšie aplitoidné žily. Podľa ich nálezu možno v teréne dešifrovať mylonitizované horniny hybridného komplexu. Metamorfná rekryštalizácia prebehla v podmienkach chloritovej až biotitovej zóny fácie zelených bridlíc.

Intenzívne postmagmatické premeny boli spojené s chloritizáciou biotitu, vznikom epidotu a apatitu s albitizáciou plagioklasu. Horniny granitoidného zloženia sú spravidla postihnuté deformáciou a rekryštalizáciou za vzniku kataklasticko- až myloniticko-rekryštalizačných štruktúr. Takýto typ hornín buduje hrebene v oblastiach Uhorské, Rovňany – Málinec, Turíčky, Ozdín a Cinobaňa. Rozdiely v stupni deformácie a stupni rekryštalizácie sú pravdepodobne odrazom rozdielnej intenzity p-T podmienok deformácie. Prvotné štádium deformácie sa prejavuje undulozitou, prípadne čiastočnou rekryštalizáciou kremeňa, slabou kataklázou plagioklasov a albitizáciou po ich okrajoch. Intenzívnejší stupeň premeny je spojený s prekremením. Plagioklasy sú albitizované, kataklazované, polysyntetické lamely, deformované, ohnuté. Často strácajú svoje kryštalografické obmedzenie v dôsledku korózie kremeňom a mechanickej dezintegrácie. Silné je vyplnenie plagioklasov drobným muskovitom a klinozoitom. Kremeň vniká do nich zálivovite alebo kataklastickými trhlinkami. Len vzácné je zachovaný undulózny, primárne magmatický kremeň. Zvyčajne je úplne rekryštalizovaný na drobnejšie jedince. V puklinách, často uložených diagonálne na smer deformácie, kryštalizoval fengitický muskovit ± kremeň ± albit ± chlorit. Stupeň metamorfózy dosiahol podmienky vzniku biotitu. Biotit metamorfného pôvodu tvorí často všesmerné glomeroblasty v blízkosti starších biotitov, alebo priečne lupene v kataklastických puklinách, často diagonálne k usmerneniu fengitického muskovitu. Bolo možné pozorovať aj vznik priečného biotitu v staršom chlorite pneumatolyticky-hydrotermálneho štádia formovania granitoidu. Ojedinele je novovytvorený aj v plagioklase, kde navzájom prerastá s fengitom za prítomnosti klinozoitu a chloritu. Staré magmatické biotity sú zvyčajne dezintegrované a usmernené v smere deformácie. Zistila sa aj tvorba granátu (almandínovo-spessartínovo-grossulárového? zloženia) v plagioklasoch.

Miestami možno pozorovať intenzívnu deformáciu spojenú s nižším stupňom rekryštalizácie, a to aj pri vzorkách nesúcich znaky predchádzajúcej rekryštalizácie. Dochádza ku katakláze a saussuritizácii plagioklasov, sericitizácii a silnému vytiahnutiu, pričom plagioklasy a kremeň môžu tvoriť vytiahnuté šošovky „obtekané“ sericitovou hmotou. Zároveň nastáva rekryštalizácia kremeňa. Biotit je silno vytiahnutý, baueritizovaný alebo chloritizovaný, s vylúčeniami opakových minerálov. V extrémne deformovaných typoch je prítomný prakticky len sericit a kremeň, prípadne chlorit a novovytvorený zelenkavý turmalín.

Deformácia býva väčšinou sprevádzaná cirkuláciou mineralizovaných fluidů premenlivého zloženia (zrejme aj v závislosti od intenzity deformácie). Ukazuje sa, že hlavné mobilné komponenty tvorí Na, K, Si, Ca, Mg, Fe, H₂O a CO₂.

89 Porfýrické granodiority prevažne s bielymi výrastlicami K živcov (veporský typ)

Vystupujú buď ako dajkové telesá v hybridnom komplexe, alebo subhorizontálne lakolitové formy. Lexa a Bezák (1996) zistili syntektonické umiestňovanie porfýrických granitoidov v strižných zónach vo forme žíl a subhorizontálnych lakolitov do hybridného komplexu. Pozične vystupujú nad tonalitmi typu Sihla s. s. na ich styku s usmernými granodioritmi – migmatitmi hybridného typu – a tvoria pomerne ploché telesá, prípadne utopené bloky v magme tonalitov typu Sihla. Do tejto skupiny sú miestami zaradené aj makroskopicky podobné porfýrické typy v hybridných a ípel'ských typoch, ktoré sú však geneticky a vekovo odlišné od veporských typov. Najväčšie plošné rozšírenie je v poklesnutom bloku vo východnej časti regiónu.

Zložením zodpovedajú granodioritu až granitu (tab. 7).

Tab. 7 Modálna analýza porfýrických granitoidov veporského typu (I. Petřík et al., 1993)

Vzorka	Qtz	Plg	Kfs	Bt	Ms	Ap	Cal
VG-43*	44,4	32,5	16,4	3,1	2,6	+	0,9

Do 2–3 cm veľké K živce bielej až sivej farby sú často rotované, pertitické, miestami sú kataklazované alebo undulózne. Kremeň je xenomorfný a undulózný. Plagioklas je hypidiomorfný, intenzívne premenený, často deformovaný na vretienkové útvary. Biotit je lineovaný, hypidiomorfné lištovitý, intersticiálny, silno baueritizovaný, často so sagenitom. Býva rekryštalizovaný na biotit₂. Muskovit tvorí veľké hypidiomorfné kryštály v intersticiách kremeňa, K živca a plagioklasu. Akcesorické minerály: zirkón, apatit, alanit, epidot-(klino)zoizit, titanit, magnetit, zriedkavo ilmenit.

Veporský typ granitoidov sa väčšinou vyznačuje výraznou deformáciou a rekryštalizáciou. Často je prítomná tvorba súvislých foliačných plôch bohatých na sericit. Metamorfná paragenéza predstavuje svetlé sludy (fengit-muskovit), epidot-(klino)zoizit, retiazkovitý titanit, kremeň, biotit, granát. Plagioklasy sú rozložené na asociáciu albit, oligoklas, fengit, klinozoizit ± granát.

Priemerné chemické zloženie porfýrických granitoidov veporského typu udáva tab. 8.

88 dvojsľudné monzogranity

Vystupujú v oblasti Uhorské – České Brezovo – Zlatno – Lehota nad Rimavicou v južnej časti územia. Ide v podstate o rimavický komplex granitoidov v zmysle Bezáka (1982), resp. o granitoidy typu Dubovo v zmysle posledných

Tab. 8 Chemické zloženie porfyrických granodioritov až granitov veporského typu

Prvok	Počet vz.	Ar. priem.	Medián	Štand. odch.	Sp. kvart.	Vrch. kvart.	Minimum	Maximum
hmot. %								
SiO ₂	46	70,30	70,30	1,90	69,00	71,70	65,80	73,60
TiO ₂	46	0,38	0,35	0,10	0,31	0,43	0,20	0,72
Al ₂ O ₃	46	14,65	14,69	0,56	14,43	14,85	13,52	16,19
Fe ₂ O ₃	40	0,80	0,73	0,31	0,60	1,00	0,24	1,56
FeO	40	1,76	1,76	0,41	1,51	1,94	1,04	2,74
MgO	46	0,31	0,26	0,17	0,24	0,32	0,18	1,23
CaO	46	1,72	1,90	0,64	1,23	2,07	0,41	2,95
MnO	46	0,042	0,040	0,015	0,030	0,050	0,020	0,090
Na ₂ O	46	3,38	3,53	0,81	3,11	3,73	0,25	5,63
K ₂ O	46	3,73	3,71	0,69	3,42	4,18	2,33	5,70
H ₂ O ⁺	46	0,54	0,38	0,54	0,24	0,60	0,09	2,69
P ₂ O ₅	40	0,18	0,18	0,07	0,14	0,21	0,07	0,43
CO ₂	27	0,78	0,67	0,42	0,46	0,89	0,28	2,03
F	44	0,019	0,020	0,010	0,010	0,030	0,030	0,050
Cl	40	0,016	0,010	0,016	0,010	0,020	0,005	0,090
ppm								
B	37	12,8	10	10,1	10	15	2,5	65
Rb	44	107	108	24,5	92,5	125	42	154
Ba	46	978	936	309	756	1213	268	1800
Sr	46	255	252	89	187	314	87	480
Li	44	23	18,5	12,6	15	29,5	9	72
V	13	33,8	35	10,4	30	35	15	50
Co	46	2,9	2	3,2	1	4	0,5	17,1
Cr	45	29,4	25	17,5	17	40	1,5	93
Ni	46	7,9	7,3	5,2	4	10	2	32
Zr	46	144,5	135	38,5	119	165	85	257
Hf-I	13	5,4	5,4	1,2	4,5	6	3,6	7,6
Cu	27	4,7	3	4	2	7	1	21
Pb	26	14,4	12,1	12,3	5	19	1	45
Zn	36	43,3	43	15,6	32,5	54,5	18	87
As	36	1,9	1,3	1,4	1	2,15	0,3	6,1
Sb	37	0,4	0,3	0,27	0,3	0,6		1,2
Sn	25	2,5	2	1,3	1,5	3,1	1	6
Mo	6	0,91	1		0,5	1,1	0,5	1,4
Ga	46	15,8	16	4,1	14	18	10	30
Ta-I	13	0,37	0,4	0,24	0,1	0,5	0,1	0,9
La-I	13	43,7	42,4	15,8	33	48,3	12	74,3
Ce-I	13	64,2	43,5	33,8	57	81,9	12,2	130,6
Sm-I	13	7,14	7,43	1,86	6,04	8,32	3,22	10,87
Eu-I	12	1,06	1,03	0,29	0,83	1,26	0,65	1,51
Tb-I	13	0,55	0,5	0,35	0,4	0,6	0,2	1,6
Yb-I	13	1,08	1	0,46	0,9	1,3	0,3	2,2
Lu-I	13	0,06	0,01	0,1	0,01	0,01	0,1	0,32
Y	44	11,3	11	3,2	10	13	4	18
U-I	13	1,37	1,6	0,62	1	1,7	0,3	2,3
Th-I	13	17,3	17,8	5,9	14,5	22,5	4,8	24,6

I – označuje prvky analyzované neutrónovou aktivačnou analýzou

výskumov E. Hraška. Majú intruzívny charakter. Z južnej a jv. strany, ale aj v centrálnych častiach masívu sú preniknuté dajkami a pňami mladších muskovitických granitov a aplítov.

Tvorí ich porfyrické, biotitické až dvojsľudové leukogranity až granity (menej granodiority). Modálnym zložením zodpovedajú monzogranitu, menej granodioritu. Sú masívne, svetlé, len miestami obsahujú šľiry biotitu a ojedinele xenolity resorbovaných a rekryštalizovaných amfibolických dioritov. Miestami sú prítomné aj lupene – glomeroblasty veľkých „nestrávených“ biotitov. Majú pomerne komplikovanú kryštalizačnú históriu, ktorá sa odráža v zonalite minerálov a ich vzájomných vzťahoch.

Plagioklasy sú 1–3 mm veľké (Pl II), hypidiomorfné, zväčša saussuritizované a argilitizované, pričom premeny často kopírujú zonálnosť plagioklasov. Vzácné je pozorovateľné až štvornásobné striedanie zón obohatených vápnikom alebo sodíkom. Zriedkavo tieto plagioklasy (II) uzatvárajú ešte staršie jedince plagioklasu (Pl I) a drobný oválny kremeň, ktoré kryštalizovali ako primárne minerálne fázy. Ako prejavy alpínskej premeny býva premenený na albit, drobný idiomorfný granát spessartínovo-almandínovo-grossulárového zloženia, epidoty s pestrými interferenčnými farbami, drobnejšie klinozoitity a drobné fengitické muskovity. Deformácia sa prejavila vznikom trhliniek vyplnených metamorfným albitom (Pl III) a fengitickým muskovitom a intenzívnym zatláčaním plagioklasov drobným fengitom, ktorý je v deformovanejších varietách subparalelne orientovaný. Plagioklas II kryštalizoval po kremeň II, alebo zároveň s ním.

Draselné živce sú tvorené dvomi a vzácné až tromi generáciami: 1. Najstaršie sú uzavreté vo veľkých porfyrických K živcoch, pričom sú lemované tenkým albitovým lemom. 2. Veľké porfyrické hypidiomorfné sivé K živce sú často karlovarsky zdvojitované a sú veľké do 10–15 mm. Uzatvárajú plagioklasy, oválny kremeň a biotity, často orientované v smere rastu. Vplyvom deformácie bývajú K živce mikroklinizované a po okrajoch miestami albitizované. K metasomatickým premenám pravdepodobne postmagmatického štádia patrí muskovitizácia K živca. K subsolidovým premenám patrí aj vznik vejárového myrmekitu na styku K živca – plagioklas. 3. Drobný, xenomorfný, intersticiálny K živca je jedným z posledných minerálov magmatického pôvodu.

Kremeň: 1. Starší, oválny, kryštalizoval pred plagioklasom I a súčasne s ním. Vystupuje uzavretý v plagioklase II a v K živci II. 2. Kremeň mladšej generácie kryštalizoval masovo, najmä po kryštalizácii plagioklasu a porfyrického K živca. Vplyvom deformácie sa stáva undulóznym a často rekryštalizuje na drobnejšie jedince. 3. Rekryštalizovaný kremeň je produktom naložených deformačno-rekryštalizačných procesov. Miestami intenzívne vniká do starších minerálov.

Biotit predstavuje jednak reliktný minerál nachádzajúci sa vo veľkých „nestrávených“ zhlukoch v granitoch, jednak vo forme samostatných lupeňov veľkých do 0,5–2 mm, vystupujúcich v interstíciách medzi zrnami plagioklasu II, Pl II a K živcom II alebo Pl II a Q II. Veľmi často je postmagmaticky premenený – zatláčaný po okrajoch muskovitom, epidotom, prípadne úplne premenený za vzniku novej minerálnej asociácie – albit, klinozoit, muskovit, sagenit. V biotitoch má prevahu Fe nad Mg [pomer Mg/(Mg + Fe) je od 0,32 do 0,42] – tab. 9. Obsah TiO₂ kolíše od 1,5 do 2,4 hmotn. %.

Tab. 9 Zloženie biotitov v dvojsľudových granitoch

Vzorka	7312/1	7312/1	7312/1	7312/1X	7312/1X	7312/1X	7314/1
Typ	BiMg	BiMg	BiMt	BiMg	BiMg	BiMg	BiMg
Na ₂ O	0,03	0,05	0,03	0,08	0,00	0,09	0,07
K ₂ O	9,43	9,37	9,31	8,71	8,98	8,97	9,13
Al ₂ O ₃	17,45	17,37	17,20	16,84	17,31	17,02	16,75
SiO ₂	35,79	35,65	35,77	34,08	35,04	35,05	37,04
CaO	0,05	0,02	0,15	0,14	0,18	0,19	0,15
MgO	6,91	6,78	6,75	6,72	6,66	6,44	8,40
FeO _{tot}	24,94	25,21	25,12	24,56	24,71	23,87	21,10
MnO	0,33	0,42	0,39	0,27	0,18	0,19	0,54
TiO ₂	1,84	1,99	1,52	1,85	1,76	1,76	2,38
Cr ₂ O ₃				0,010	0,000	0,008	0,000
Spolu	96,77	96,85	96,23	93,26	94,81	93,57	95,56
Prepočet-O				22			
Na	0,009	0,015	0,009	0,028	0,000	0,025	0,021
K	1,854	1,844	1,843	1,817	1,800	1,781	1,781
Al-tot	3,170	3,159	3,146	3,185	3,206	3,181	3,018
Si	5,516	5,500	5,551	5,564	5,506	5,463	5,664
Ca	0,008	0,003	0,025	0,031	0,030	0,024	0,025
Mg	1,588	1,559	1,562	1,525	1,560	1,603	1,915
Fe	3,215	3,253	3,260	3,169	3,247	3,292	2,687
Mn	0,043	0,055	0,051	0,026	0,024	0,037	0,070
Ti	0,213	0,231	0,177	0,210	0,208	0,222	0,247
Spolu	15,616	15,619	15,624	15,555	15,581	15,628	15,455
Mg/(Mg+Fe)	0,331	0,324	0,324	0,325	0,325	0,328	0,416

Muskovit tvoria viaceré formy: 1. Primárny muskovit tvorí väčšie lupene bez zjavného vzťahu k živcom, často je tektonoplasticky deformovaný. Je pravdepodobne produktom kryštalizácie z magmy. Dôkazy, že ide o primárny muskovit, vyplývajú z jeho štruktúrnej pozície a osobitného chemického zloženia. 2. Metasomatické (subsolvídové) lupene muskovitu zatláčajúce plagioklasy i K živce a biotit. 3. Drobné muskovity obohatené fengitovým komponentom v albitizovaných plagioklasoch spolu s drobným klinozoizitom, rovnako aj drobné muskovity obohatené fengitovým komponentom ako dôsledok premien spojených s deformačno-rekryštalizačnými procesmi sú dôsledkom naloženej alpínskej metamorfózy.

Epidot vystupuje v dvoch formách: 1. metasomatický (subsolvídový), s pestrými interferenčnými farbami, tvorí xenomorfné až hypidiomorfné zrná v plagioklasoch, často spolu s metasomatickým muskovitom, alebo zatláča biotit, 2. ako drobný klinozoizit.

Granát bohatý na grossulárovú zložku je metamorfného pôvodu a tvorí hypidiomorfné až idiomorfné zrná veľké do 0,1–0,2 mm v albitizovaných plagioklasoch. Miestami uzatvára drobné klinozoizity.

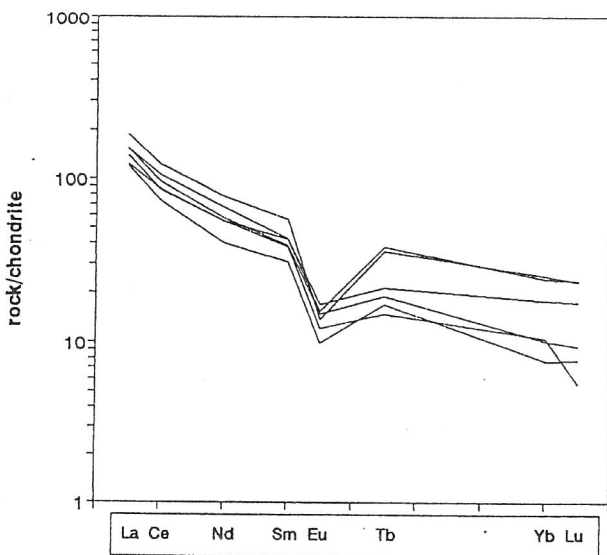
Niekoľko generácií plagioklasov, ich zonalita a viac generácií K živcov a kremeňa svedčí o tom, že proces kryštalizácie tohto typu granitov bol pomerne dlhodobý a granit má intruzívny charakter. Neskoršie deformácie, sčasti synintruzívne a sčasti postintruzívne, viedli k vzniku blastogranitických, kataklasticko- až maltovito-rekryštalizačných štruktúr.

Tab. 10 Chemické zloženie monzogranitov až granodioritov typu Dubovo

Prvok	Počet vzoriek	Arit. priemer	Medián	Štand. odch.	Spodný kvart.	Vrchný kvart.	Minimum	Maximum
hmot. %								
SiO ₂	26	72,52	72,36	1,40	72,50	73,51	70,06	73,51
TiO ₂	26	0,61	0,29	0,10	0,25	0,4	0,12	0,49
Al ₂ O ₃	26	14,29	14,41	0,63	13,89	14,68	12,54	15,66
Fe ₂ O ₃	26	0,75	0,69	0,06	0,56	1,03	0,24	1,28
FeO	26	1,00	0,93	0,31	0,79	1,29	0,50	1,51
MgO	26	0,57	0,51	0,22	0,42	0,71	0,22	1,12
MnO	26	0,024	0,024	0,007	0,019	0,029	0,011	0,039
CaO	26	1,30	1,42	0,62	0,98	1,66	0,17	2,54
Na ₂ O	26	3,43	3,32	0,34	3,20	3,60	2,90	4,40
K ₂ O	26	4,25	4,42	0,64	3,93	4,72	2,40	5,45
H ₂ O ⁺	26	0,32	0,29	0,20	0,24	0,40	0,02	0,94
H ₂ O ⁻	26	0,19	0,17	0,05	0,04	0,33	0,02	0,94
SO ₃ t	26	0,06	0,06	0,03	0,04	0,07	0,02	0,17
CO ₂	15	0,80	0,69	0,34	0,57	0,97	0,47	1,63
F	26	0,026	0,027	0,020	0,007	0,030	0,004	0,090
Cl	26	0,009		0,001	0,007	0,010	0,007	0,010
ppm								
B	22	5,9	5	3,7	2,5	10	2,5	15
Rb	13	106	112	17,5	97	116	66	131
Ba	26	864	820	205	754	920	616	1700
Sr	13	247	233	113	212	280	91	560
Li	26	15,3	15,5	8,3	10	22	1	36
V	26	26,1	25	8,8	20	30	10	45
Ni	26	5,5	4	4	2	8	05	14
Zr	26	126	128	33,6	102	140	61	217
Cu	26	7,3	5	5,5	3	10	2	22
Pb	26	14,2	16	13,9	1	21	1	62
Zn	26	4,1	5	12,6	34	50	9	65
Sn	26	3,6	2,5	2,2	2,5	2,5	2,5	10
Mo	26	3,2	2,5	1,1	2,5	5	2,5	5
W	26	4,5	2,5	3,7	2,5	5	2,5	15
Ga	26	19,2	20	8,4	10	30	10	30
Be	26	3	3,1	0,7	2,5	3,5	1,4	4
Y	26	23,8	19	23	12	24	8	122

Priemerné chemické zloženie je uvedené v tab. 10. Granitoidy majú prevahu K_2O nad Na_2O , obsah SiO_2 je zvyčajne nad 70 hmotn. %. Zvýšený je obsah Ba a pomer Rb/Sr je priemerne asi 0,5. Priemerne je ich geochemický obraz najpodobnejší porfyrickým granitoidom veporského typu (obsah Rb, Sr, Ba), sú však o niečo kyslejšie a draselnejšie. Mierne zvýšený je obsah Y.

Normalizované krivky vzácnych zemín (obr. 14) poukazujú na výrazné Eu minimum, ktoré dokumentuje buď deficit plagioklasu v zdroji, alebo rezistenciu plagioklasu pri tavení, alebo jeho frakcionáciu pri kryštalizácii magmy.



Obr. 14 Normalizované krivky vzácnych zemín pre granit typu Dubovo

Tab. 11 Modálna charakteristika granitoidov typu Dubovo

Vzorka	Qtz	Plg	Kfs	Bt	Ms	Phg	Czo	Akc.
7113/1	31,0	33,3	30,7	2,6	2,1	+	+	0,3
7311/1	27,6	35,7	32,4	2,2	2,0	+	+	+
7412/1	40,8	34,9	20,0	2,2	2,1	+	+	
7413/1	29,9	44,0	17,9	3,5	1,2	3,2	+	0,3
7714/1	25,9	37,5	15,4	4,9	0,1	12,2	2,4	0,3
ZK-19*	45,0	20,0	23,0	6,0	5,0			1,0

* Macek et al. (1982)

Modálne zloženie vybraných vzoriek uvádza tab. 11. Akcesorické minerály sú zastúpené zvyčajne asociáciou granát (aj metamorfny), zirkón, apatit, epidot, ilmenit, monazit, ojedinele titanit (postmagmatický), xenotím, anatas, goethit, ojedinele je prítomný turmalín, uzavretý zvyčajne v K žilci.

87 biotitické tonality až granodiority, miestami porfyrické (sihliansky typ s. I.)

Granitoidy typu Sihla patria k najvýraznejším granitoidným typom v Západných Karpatoch a počas výskumov kryštalinika vždy púťali pozornosť (počnúc od ich pomenovania Zoubkom (1936) až po ich najnovšie geochronologické datovania (Michalko et al., 1998). Ich výskyt bol pôvodne obmedzený len na areál veporika, ale Broska a Petřík (1993a) definovali tzv. typ Sihla s. I., ku ktorému zaraďujú analogické granitoidy typu I v Západných Karpatoch. Typ Sihla s. I. zahŕňa napr. alanitovo-magnetitový typ tonalitu v Tribeči, modranský tonalit až granodiorit a čiernohorský tonalit (dolina Sopotnice). Celkovo sihliansky typ patrí k najbázickejším granitoidom v regióne Západných Karpát.

Broska a Uher (1991) na základe výskumu akcesorických minerálov a typológie zirkónov zistili, že granitoidy sihlianskeho typu majú alanitovo-magnetitovú akcesorickú asociáciu, na rozdiel od hybridných granitoidov, ktoré obsahujú monazit, a nepredpokladajú medzi týmito typmi granitoidov genetickú súvislosť. Usudzovalo sa, že z hľadiska sukcesie kryštalizácie sihliansky typ patrí k najstarším fázam hercýnskeho magmatizmu [Bagdasarjan et al. (1986) ho datovali na 387 mil. r. podľa Rb-Sr izochrony].

Novšie geochronologické výskumy priniesli niekoľko konkordantných zirkónových datovaní (Bibikova et al., 1990; Michalko et al., 1998), ktoré ukazujú na vek cca 300 Ma. Týmito datovaniami sa stal sihliansky typ v súčasnosti vekovo najlepšie definovaný typ granitoidu v Západných Karpatoch.

V tomto type granitoidu boli identifikované bázicko-intermediárne mafické mikrogranulárne enklávy (Broska a Petřík, 1993b), ktoré dokladujú koexistenciu bázickejšieho typu magmatizmu vrchnoplášťovo-spodnokôrového typu spolu s granitoidným magmatizmom.

Typickým a najčastejším reprezentantom granitoidu typu Sihla je homogénny biotitický tonalit až granodiorit (*sihliansky typ s. s.*).

Tvorí pomerne veľké intrúzie aj v centrálnej časti veporických granitoidných masívov. Spolu s porfyrickými granitoidmi veporského typu patrí k najrozšírenejším typom granitoidov veporského kryštalinika. K odlišnostiam v porovnaní s ostatnými granitoidmi veporika patrí okrem charakteristík typu I prítomnosť vyššieteplotných zirkónov (Határ a Greguš, 1989), svedčiacich o vyššej teplote magmy. Vplyvom obsahu magnetitu majú zvýšenú magnetickú susceptibilitu, miestami dosahujúcu až $8-10 \cdot 10^{-3}$ jednotiek SI.

Priemerné chemické zloženie tonalitov typu Sihla s. s. je v tab. 12. Ide o najbázickejší typ granitoidu s vysokým obsahom Mg, Fe a Ca, prevahou Na nad K, nízkym obsahom Rb a vysokým obsahom ľahkých vzácnych zemín, Ba, Sr, Zr, Zn a iných elementov viažucich sa na plagioklasy, K živce a akcesorické minerály.

Tab. 12 Priemerné chemické zloženie tonalitov až granodioritov typu Sihla

Prvok, hm. %	Počet vz.	Ar. priem.	Medián	Štand. odch.	Sp. kvart.	Vrch. kvart.	Mini- mum	Maxi- mum
SiO ₂	22	64,92	65,13	1,61	63,90	66,30	61,77	67,08
TiO ₂	22	0,79	0,81	0,13	0,68	0,87	0,54	1,06
Al ₂ O ₃	22	15,67	15,63	0,56	15,26	16,06	14,55	16,78
Fe ₂ O ₃	17	1,97	1,90	0,67	1,55	2,32	1,08	3,83
FeO	17	2,48	2,44	0,49	2,25	2,85	1,58	3,24
MgO	22	1,73	1,67	0,42	1,49	1,87	0,98	2,75
MnO	22	0,073	0,080	0,015	0,060	0,080	0,050	0,110
CaO	22	3,21	3,22	0,69	2,69	3,76	2,01	4,59
Na ₂ O	22	3,95	4,02	0,37	3,72	4,19	3,13	4,47
K ₂ O	22	2,51	2,46	0,29	2,29	2,65	2,14	3,20
H ₂ O ⁺	22	0,59	0,35	0,51	0,27	0,98	0,12	1,82
P ₂ O ₅	17	0,36	0,33	0,10	0,30	0,39	0,27	0,70
CO ₂	17	0,96	0,85	0,35	0,73	1,04	0,53	1,82
F	22	0,055	0,055	0,016	0,050	0,060	0,030	0,100
Cl	17	0,015	0,010	0,001	0,010	0,020	0,001	0,030
ppm								
B	16	9,7	10	4,7	8,1	10	1,5	20
Rb	22	71	62,5	23,6	54	84	48	129
Ba	22	1220	1312	408	1000	1374	379	2180
Sr	22	656	712	198	562	794	217	941
Li	22	27,1	27,5	7,1	21	33	17	45
Co	22	7,4	5	6	4	10	1	22
Cr	20	32	28	13	25	35	17	70
Ni	22	10,7	9,4	4,4	8	14	4	22
Zr	22	218	221	40	193	246	105	280
Cu	16	5,4	4,5	5,4	2	6,2	1,5	24
Pb	16	9,2	8	5,3	6,2	10	0,5	22
Zn	16	73,5	74,5	13	68	81	37	93
Sn	16	2,4	2	1,5	1,5	2,5	1	6,5
Ga	22	19	19	2,7	18	20	10	20
Be	22	1,9	1,9	0,4	1,5	2,5	1,3	2,6
Ce	20	106	114	28	86	118	46	167
Y	22	18,7	19	7,2	13	23	7	35

Petrografická charakteristika: sú to sivé strednozrné až hrubšie zrnité granitoidy, vplyvom epidotizácie plagioklasov majú zelenkavý odtieň. Plagioklasy sú zvyčajne idiomorfne a kryštalizovali v sukcesii medzi prvými. Zvyčajne sú veľké do 3 mm. Miestami sú však prítomné variety s plagioklasom veľkým 7–10 mm, pričom horniny nadobúdajú porfyrický charakter. Zachované centrá plagioklasov dosahujú bazicitu do An₃₅. Draselný živce je zastúpený len málo, je intersticiálny, často pertitický a na kontakte s plagioklasom sa tvoria široké albitové lemy. Biotit je farby kaki, je nižšie železitý a v sukcesii je neskorý. Titanit vystupuje vo forme primárnych idiomorfno-hypidiomorfných zrn, až makroskopicky viditeľných, vo forme „obáľkových titanitov“, ale aj ako neskorší, dendritický. Miestami je prítomný vo forme drobných „retiazkových titanitov“ vznikajúcich na úkor odmiešania Ti z biotitu. Alanit je menej častý, tvorí zvyčajne idiomorfne zrná lemované epidotom. Miestami je prítomný magnetit (modálne zloženie je v tab. 13).

Tab. 13 Modálne zloženie tonalitov typu Sihla

Vzorka	Qtz	Plg	Kfs	Bt	Phg	Grt	Ep	Ttn	Aln	Ap	Cal	Chl	Op
VG-45*	27,8	58,6	0,4	9,9	0,9	0,3				0,2	0,7		0,7
VG-54*	19,4	65,1	1,9	10,8	1,9		1,0	0,9	0,2	+			
DL-47**	25,0	61,4	1,2	0,7	0,4		4,0	0,3			0,2	3,5	0,4
DL-97**	21,9	61,3	0,7	1,4	2,4		2,4	0,5				9,3	0,2
ZK-28***	22,0	53,0	6,0	16,0	1,0								
ZK-75***	24,0	63,0	1,0	10,0									

* Petřík et al. (1993), ** Hraško et al. (1997), *** Macek et al. (1982)

Najnovšie výskumy vo veporiku odhalili jednak postavenie sihlianskeho granitoidu v celkovej sukcesii intrúzií, jednak ukázali, že sihliansky typ s. s. nie je jediným reprezentantom, ale že existuje niekoľko ďalších petrografických variet sihlianskej intruzívnej etapy (okolo 300 Ma). Ide najmä o variety s výskytom drobných K živcov, porfyrických K živcov a svetlé diferenciáty prenikajúce vo forme žíl. Niekedy jednotlivé petrografické typy tvoria zóny v rámci jedného telesa. Vzhľadom na mierku mapy nie sú tieto variety kartograficky vyčlenené a ostávajú zachytené len v základných mapách mierky 1 : 25 000 z posledného obdobia.

Svetlé žily, ktoré ojedinele prenikajú masívnymi tonalitmi typu Sihla s. s., majú hrúbku do 10–20 cm a predstavujú zrejme mladšie diferenciáty. Majú zloženie leukogranodioritu (tab. 14).

Tab. 14 Modálna charakteristika svetlých žíl

Vzorka	Qtz	Plg	Ab	Kfs	Ttn	Ep	Grt	Phg
DL-217*	24,6	56,7		18,1	0,6			
DL-217**	24,6	45,5	1,8	16,3	0,6	2,8	0,1	8,3

* zloženie pred alpínskou metamorfózou, ** skutočné zloženie

Tonality až granodiority s *drobnými idiomorfnými K živcami* vystupujú v jv. časti masívu sihlianskeho telesa, na styku s rozličnými varietami ipeľských typov. Často s nimi asociujú hrubozrnné tonality typu Sihla a prechody medzi nimi sú pozvoľné. Miestami možno pozorovať v tonalitoch-granodioritoch pribúdanie K živca vo vertikálnom smere nahor.

Petrografická charakteristika: Sú to svetlejšie sivé hrubozrnné granitoidy, miestami s makroskopicky viditeľnými titanitmi a drobnými svetlosivými K živcami. Ich príslušnosť k sihlianskemu typu tonalitov-granodioritov je daná prítomnosťou zelenkavého biotitu bohatého na Mg, prítomnosťou titanitu, alanitu, epidotu a epidotových žíl.

Oproti typu Sihla s. s. majú nižší obsah plagioklasu (30–50 %), obsah kremeňa je 30 – 40 %, biotitu je 5–10 %. Od typického sihlianskeho typu sa odlišujú prítomnosťou dvoch typov K živcov (zvyčajne okolo 10 %), ktoré sú oba v kryštalizačnej sukcesii neskore. Hypidiomorfny až idiomorfny K živec dosahuje veľkosť 2–3 mm, rovnako ako aj plagioklas. Uzatvára staršie minerály – plagioklas, oválny kremeň a biotit. Intersticiálny K živec je mladší a kryštalizoval zrejme spolu s intersticiálnym kremeňom.

Biotitické granodiority až tonality s *ružovými porfyrickými až difúznymi K živcami* vystupujú v periférnejších častiach sihlianskych tonalitov-granodioritov (s. s.) a ich vrcholových partiách. Porfyrické živce zaberajú len malú časť horniny. Horniny sú zvyčajne masívne, K živce sú veľké do 1–2 cm, idiomorfne, so zložitou magmatickou históriou, ktorá sa odráža v zonálnosti. Na jednoznačnú príslušnosť k sihlianskemu typu granitoidov ukazuje vysoký obsah plagioklasu (tab. 15).

Tab. 15 Príklad modálneho zloženia granodioritov až tonalitov s ružovými K živcami

Vzorka	Qtz	Plg	Kfs	Bt	Phg	Ap	Aln	Czo	Opak.
VG-46*	37,2	48,7	4,5	8,0	1,6				
X-5**	26,2	54,2	7,8	11,3		0,3	0,3	0,2	0,1
ZK-10***	27,0	52,0	10,0	9,0	1,0				

* Petřík et al. (1993), ** Hraško et al. (1997), *** Macek et al. (1982)

Petrografická charakteristika: Ide o strednozrnné granodiority s porfyrickými K živcami. Kremeň je xenomorfny, undulózný. Vypĺňa intersticiálne priestory medzi plagioklasmi. Plagioklasy sú hypidiomorfne až idiomorfne, často intenzívne sericitizované. Draselný živec je hypidiomorfny, porfyrický, jemne pertitický, s inklúziami plagioklasov a kremeňa. Biotit je hypidiomorfny, chloritizovaný, lokálne s vývojom sagenitu, sčasti saussuritizovaný.

Aksesorické minerály sú analogické ako v tonalite-granodiorite typu Sihla s. s.: apatit (stĺpčekovitý, prerastený s biotitom); alanit (veľmi hojný, idiomorfny, pleochroický, často s lemami epidotu); zirkón; epidot-(klino)zoizit (hojný); titanit; magnetit (zriedkavý); ilmenit (relatívne hojný); goethit; pyrit (veľmi hojný).

**86 biotitické granodiority ipel'ského typu s. l.: a) neporfyrické;
b) porfyrické, prevažne s ružovými výrastlicami K živcov**

Pôvodne sa medzi ipel'ské typy zaraďovali len porfyrické variety s ružovým K živcom (Krist, 1979), na rozdiel od bielych K živcov vo veporských typoch. Posledné výskumy ukázali, že ide o intrúzie rozličných petrografických variet (aj neporfyrické, svetlé, miestami dokonca aj s bielymi výrastlicami K živcov). Väčšinou sú málo deformované a dôležitým zistením je ich kogenetický vzťah so sihlianskymi typmi, čo potvrdzuje aj rádiometrické datovanie ipel'ského typu granitoidu okolo 300 Ma (Michalko et al., 1998). Na mape sú odlišené variety neporfyrické (a) a porfyrické (b).

Medzi neporfyrickými prevládajú svetlé, drobno- až strednozrné granodiority – monzogranity (tab. 16). Vystupujú najmä v pruhu sv.-jz. smeru od osady Sedmák ku Drábsku a kóte Čierťaz, ich pokračovanie je v oblasti pramennej časti Studenej doliny prerušené zlomami ssz.-jjv. smeru. Tvoria najmä centrálnu časť telies, lemovaných porfyrickými varietami. Juhozápadným smerom sa postupne ponárajú pod tonality typu Sihla s. s. V odkryvoch sú ojedinele prítomné xenolity migmatitov a rúl veľkosti desiatky cm (do 1 m). Ich náhodné usporiadanie poukazuje na malú viskozitu magmy a jej intruzívny charakter. Prítomné sú aj do 5 cm veľké uzavreniny bohaté na biotit, reprezentujúce pravdepodobne restitovú asociáciu.

Tab. 16 Modálne zloženie neporfyrického svetlého granodioritu

Vzorka	Qtz	Plg	Kfs	Bt	Ms	Chl	Ep	Akc.
DL-17	47,8	31,7	14,3	3,15	2,4	0,1	0,6	0,2

Kremeň v týchto varietách je xenomorfný, silno kataklázovaný (mozaikový), nevýrazne undulózny. Plagioklas je hypidiomorfný až idiomorfný, takmer úplne sericitizovaný, saussuritizovaný, lokálne na ledoch albitizovaný. Draselný živec je intersticiálny, slabo perthitický. Biotit je hypidiomorfné lištovitý, silno baueritizovaný, často s inklúziami sagenitu. Muskovit okrem sericitu tvorí aj intersticiálne hypidiomorfné až xenomorfné šupiny a vystupuje s epidotom-(klino)zoizitom. Akcesorické minerály: zirkón, apatit (lokálne s dymovými jadrami); monazit, zriedkavý magnetit; rutil; epidot-(klino)zoizit; zriedkavý amfibol; molybdenit; pyrit.

Porfyrické variety obsahujú prevažne ružové výrastlice K živcov. Vystupujú najmä v jv. leme sihlianskeho tonalitu-granodioritu, prípadne tvoria malé pne intrudujúce do sihlianskeho typu. Tvoria aj okrajovú fáciu predchádzajúceho typu. Tvoria ich svetlosivé až pleťové biotitické až dvojsľudové granodiority. Draselné živce sú mäsovo ružové až pleťové. Tvoria idiomorfné výrastlice veľké zvyčajne do 1 cm (zriedka do 3 cm). Modálna charakteristika je v tab. 17.

Tab. 17 Modálna charakteristika porfyrického typu s pleťovo ružovými výrastlicami K živca

Vzorka	Qtz	Plg	Kfs	Bt	Ms	Chl	Grt	Ep
DL-27	33,2	51,8	5,7	2,9	5,35	0,2	0,05	0,8

Kremeň: xenomorfný, undulózný, zubovitý. Plagioklas: hypidiomorfný, intenzívne sericitizovaný, najmä na okrajoch. Draselný živec: xenomorfný až idiomorfný, vystupuje s plagioklasom a kremeňom, perthitický, lokálne s mikroklinickým mriežkovaním. Je prevažne v porfyrickom vývoji. Biotit: hypidiomorfné lištovitý, intersticiálny, chloritizovaný a často aj baueritizovaný. Muskovit (fengit?): jemnošupinkovitý v plagioklasoch, veľkolupeňovitý na intersticiách, často s premeneným biotitom. Epidot-(klino)zoizit: xenomorfné agregáty v intersticiách s premeneným biotitom a kremeňom. Granát: zriedkavý, idiomorfné kryštály v intersticiách medzi kremeňom, plagioklasom a baueritizovaným biotitom. Akcesorické minerály: zirkón, apatit, alanit, epidot, titanit, magnetit, ilmenit, pyrit, arzenopyrit, goethit.

Chemické zloženie vybraných typov ipeľských granitoidov je v tab. 18.

85 a) leukokratné, miestami porfyrické granity, granit-porfýry a aplitické granity; b) aplitické granity s častými enklávami metamorfovaných hornín

Do tejto skupiny sa zaraďujú viaceré typy potektonických, väčšinou leukokratných granitoidov. Ide o menšie telesá vystupujúce v okrajových zónach – na severe je to granit typu Hrončok, v kohútskej zóne granit klenoveckého typu a menšie telesá aplitoidných granitov na Sinci a v okrajových častiach granitov typu Dubovo (tu sa v nich často vyskytujú aj polohy metamorfovaného plášťa). Vo väčšine prípadov na základe viacerých indícií sa predpokladá ich permský vek.

Granit typu Hrončok

Zoubek (1936) ho považoval za kyslejší diferenciát veporidných granitoidov a porovnával ho s prašivským typom. Charakterizoval ho ako dvojsľudový granit s minerálnym zložením mikroklinpertit > plagioklas \cong kremeň > biotit > muskovit > epidot, apatit, zirkón. Opísal aj jeho deformačno-rekryštalizačné premeny. Kriedový vek horniny zistený K-Ar metódou interpretoval Kantor (1960) tak, že časť Ar pri dislokačnom zbridičnení mohla uniknúť, a tak omladiť skutočný vek horniny. Kubíny (1959) sa na základe vystupovania hrončockého granitu v oblasti alpínskej tektonickej zóny (pohorelská línia – kontakt kraklovskeho a kráľovohol'ského pásma) domnieval, že intrúzia využila túto mladú zónu, a je

Tab. 18 Chemické zloženie vybraných vzoriek granitoidov ipel'ského typu

Vzorka	DL-17	DL-125	DL-27
SiO ₂	69,26	71,17	72,89
TiO ₂	0,57	0,404	0,32
Al ₂ O ₃	15,97	14,9	15
Fe ₂ O ₃	1,82	0,91	1,02
FeO	1,87	1,58	1,15
MgO	1,34	0,75	0,72
CaO	2,65	2,28	1,98
MnO	0,075	0,047	0,072
Na ₂ O	2,29	3,19	2,44
K ₂ O	2,83	3,46	3,3
H ₂ O ⁺	0,26	0,38	0,16
H ₂ O ⁻	0,28	0,05	0,26
S celk	<0,01	0,01	0,01
CO ₂	0,02	0,26	0,04
P ₂ O ₅			
F	<0,05	<0,05	<0,05
Cl	<0,03	<0,03	<0,03
ppm			
As	4,5	4,1	9,1
B	5	<5	5
Ba	608	1698	891
Be	1,4	1,8	1,8
Ce	53	73	36
Co	<1	3	4
Cr	30	23	20
Cu	2	7	8
Eu	1,1	1	0,7
Ga	23		20
Hf		4,8	
La	53	34	37
Li	15	27	11
Lu	0,12	0,11	0,10
Mo	1,2	<0,2	0,7
Nb	12	6	7
Nd	38	29	22
Ni	13	17	16
Pb	15	44	22
Rb	80	84	94
Sb			
Sm	7,3	5,0	3,7
Sn	5	3	1
Sr	394	473	419
Tb		0,6	
Th		16	
V	55	34	25
Y	15	11	12
Yb	0,6	1,2	0,7
Zn	55	88	72

teda alpínska (Kubíny, 1962). Petřík et al. (1995) zastávajú názor, že ide o perm-ské granity s tendenciou k typu A, ktoré intrudovali do neohercýnskej tektonickej zóny v podstate sv.-jz. smeru, alpínsky rejuvenizovanej. K mylonitizovaným granitom hrončockého typu zaraďujú aj komplexy hornín v oblasti doliny Podtajchová a obce Čierny Balog-Krám, považované predtým za metamorfity. Permský vek sa potvrdil aj U-Pb datovaním (278 ± 11 Ma; Kotov et al., 1996).

Deformácia granitu je vystihnutá v niektorých prácach štruktúrneho alebo petrografického charakteru (Hók a Hraško, 1990; Putiš, 1991; Pitoňák a Spišiak, 1994).

Výnimočnosť hrončockej žulovej intrúzie v rámci tatroveporíd potvrdzujú práce Petříka et al. (1993), ktorí zistili odlišnosti v alkalite, minerálnej paragenéze, v zirkónovej morfológii (prítomnosť zirkónových typov G1, P1, P2 a P3, ktoré sú typické pre alkalické a subalkalické typy granitov – tiež Határ a Greguš, 1989), vyššej koncentrácii mikroelementov K, Rb, Ga, Y, ťažkých REE a F. Naopak, majú nízky obsah Ca, Mg, Ba a Sr.

Mineralogicky je granit typu Hrončok chatakeristický biotitom bohatým na Fe, v žilných varietách s prechodom k siderofylitu. Biotit má zvýšený obsah F.

Identifikovaný monazit indikuje redukčné podmienky v magme. Petřík et al. (1995) predpokladajú, že išlo o magmu s nízkym obsahom vody, ktorá podľa nich vznikla tavením hornín ochudobnených o vodu a obohatených o restity.

Granit má pomerne široké kompozičné rozpätie, od monzogranitu po alkalicko-živcový granit (tab. 19). Časť hornín, opísanú Kristom (1976, 1977) a Kristom et al. (1986) ako leptity, resp. leptinity, interpretuje Petřík (1996) ako mikroaplity, ktoré predstavujú leukokratné diferenciáty hrončockého granitu. Prítomnosť hypersolvnych živcov indikuje rýchlu kryštalizáciu a vyššiu teplotu magmy.

Tab. 19 Modálna charakteristika granitoidov typu Hrončok

Vzorka	Qtz	Plg	Kfs	Bt	Ms	Ser	Ap	Grt	Ep	Op.
VG-41	36,2	35,0	24,4	3,9				0,6		
VG-70	42,7	9,9	15,9	1,5	1,9	27,0	0,4			0,6
VG-76	40,1	22,8	23,2	2,1	11,3		0,1		0,3	
VG-84	41,9	22,0	23,9			12,2				
VG-86	48,2	9,8	12,1		27,3		0,5			2,0
VG-87	35,7	16,4	21,8	1,8	22,9					
VG-94	40,0	28,4	12,4	6,0	8,3	4,3	0,1	0,4	0,3	
ZK-69*	31,6	27,8	35,7	3,4	0,5			0,5	0,5	
ZK-26*	28,0	32,0	28,0	7,0	4,0					
ZK-27*	22,0	33,0	38,0		6,0					

Petrík et al. (1993), Petřík et al. (1995), Petřík, (1996), * Macek et al. (1982)

Granity typu Hrončok geochemicky charakterizovali Petřík et al. (1993, 1995). Granit je zaujímavý zvýšeným obsahom K₂O (4,5–5,5 hmotn. %), Rb > 200 ppm, Y = 20–30 ppm a nízkou koncentráciou CaO, Sr a Ba. Zaujímavý je zvýšený obsah Sn (6–25 ppm) a Mo (ojedinele do 10 ppm). Predstavuje v podstate geochemický analóg monzogranitov typu Klenovec. Rozdiel medzi nimi je v ich deformácii (klenovecké typy sú veľmi málo deformované).

Chemické zloženie čerpané z rozličných prameňov je v tab. 20.

Tab. 20 Granity typu Hrončok

Prvok	Počet vz.	Ar. priem.	Medián	Štand. odch.	Minimum	Maximum
hmot. %						
SiO ₂	11	74,13	73,21	0,604	69,44	77,49
TiO ₂	11	0,18	0,09	0,028	0,05	0,34
Al ₂ O ₃	11	13,34	12,51	0,227	11,94	14,66
FeO	5	0,96	0,00	0,180	0,21	1,78
Fe ₂ O ₃	10	1,07	0,62	0,183	0,10	2,49
MgO	11	0,41	0,32	0,062	0,03	0,79
CaO	11	0,80	0,31	0,165	0,09	1,81
MnO	11	0,03	0,02	0,003	0,01	0,05
Na ₂ O	11	3,66	3,40	0,169	2,31	4,46
K ₂ O	11	4,62	4,41	0,112	4,04	5,38
H ₂ O ⁺	11	0,74	0,58	0,053	0,46	1,16
H ₂ O ⁻	11	0,14	0,13	0,022	0,01	0,25
P ₂ O ₅	4	0,10		0,017	0,04	0,18
CO ₂	1	0,61			0,61	0,61
F	2	0,07		0,007	0,05	0,09
Cl	1	0,02			0,02	0,02
ppm						
B	14	10,31	7,90	2,059	1,50	29,50
Sr	15	71,29	44,00	14,969	5,00	200,00
Cr	13	9,08	5,40	2,075	1,40	29,50
Co	15	3,64	3,60	0,735	1,00	11,50
Ni	14	6,09	4,80	0,922	2,30	14,10
Zn	1	26,00			26,00	26,00
Pb	12	17,45	10,70	2,937	3,20	40,00
Cu	5	2,38		0,508	1,50	5,90
Li	2	25,50		0,913	23,00	28,00
Rb	9	219,44	156,00	16,929	94,00	316,00
Cs	2	8,53		2,364	2,05	15,00
Ba	15	257,53	239,00	34,063	65,00	490,00
V	15	12,33	7,00	3,345	1,50	40,00

Pokračovanie tab. 20

Prvok	Počet vz.	Ar. priem.	Medián	Štand. odch.	Minimum	Maximum
hmot. %						
Zr	15	98,27	91,00	12,110	12,00	191,00
Ga	14	19,10	18,60	2,110	0,00	36,00
W	1	1,50			1,50	1,50
Mo	5	0,50			0,50	0,50
Sn	14	8,52	7,40	1,768	1,20	23,90
Be	15	5,61	5,10	1,043	2,00	19,10
Y	15	29,35	27,00	5,481	1,50	89,00
La	3	22,17		3,959	4,50	32,00
Ce	3	53,70		5,965	28,10	73,00
Nd	2	19,05	3,925	8,30	29,80	
Sm	2	4,55		0,420	3,40	5,70
Eu	2	0,39		0,133	0,02	0,75
Tb	2	1,11		0,071	0,91	1,30
Yb	2	3,45		0,493	2,10	4,80
Lu	2	0,66		0,126	0,31	1,00
U	2	4,70		0,037	4,60	4,80
Th	2	17,90		1,899	12,70	23,10
Sc	14	4,26	4,60	0,506	1,50	7,80
Sb	1	0,40			0,40	0,40
Hf	2	5,70		0,621	4,00	7,40
Ta	2	2,18		0,246	1,50	2,85

Monzogranity a granit-porfýry typu Klenovec

V kohútskom pásme, najmä v areáli výskytu albitických rúl klenoveckého komplexu, vystupujú na povrch, alebo sú pochované v hĺbke (indikované najmä geofyzikálne) pne dvojsľudových (leuko-)granitov a granit-porfýrov s granátom.

Najznámejšie teleso je zachytené vrtnom KS-1 a opísané Hraškom et al. (1989).

Na základe pozície týchto granitov a petrochemického charakteru sú vyčlenené ako samostatná skupina. Podľa Bezáka a Hraška (1992) predstavujú zrejme viac diferencované neskorohercýnske intrúzie. Petrograficky zodpovedajú prevažne dvojsľudovým monzogranitom až leukogranitom. Geochemicky sa výrazne odlišujú od ostatných granitoidov veporika (s výnimkou hrončockého granitu). Najväčšiu afinitu majú ku granitoidom gemerika, ktoré sú vo väčšine prípadov permského veku (Kováč et al., 1986), a na základe tejto afinity Hraško et al. (1997) predpokladajú tiež ich permský vek. Podľa geochemických charakteristík ich možno zaradiť k postorogénnym granitom. Rovnako tomu nasvedčuje aj ich pozícia v geologických štruktúrach, kde sa umiestňovali ako posledné.

Hraško et al. (1997) predpokladajú, že magma bola v iníciaľných štádiách nedosýtená vodou, relatívne vyššieteplotná (kryštalizácia magmatického granátu a zirkónov typických pre granity typu A), neskôr sa stala vodou nasýtená (kryštalizácia biotitu bohatého na Fe na úkor granátu, kryštalizácia muskovitu, kryštalizácia zirkónov typických pre prostredia bohatšie na vodu), pričom pôvod vody môže byť dôsledkom frakčnej kryštalizácie, alebo obohatením prechodom cez litologicky vhodné horizonty (napr. podložné svorové komplexy bohaté na fylosilikáty).

Magma granitoidov vystúpila do vyšších úrovní zrejme prostredníctvom hlboko založených zlomov alebo strižných systémov. Vplyv obsahu vody a bóru spôsobil zníženie teploty solidu a zároveň s výstupom magmy do vyšších horizontov urýchlil kryštalizáciu magmy. Primárna akcesorická magmatická asociácia ilmenit – monazit svedčí o redukčnom režime pri kryštalizácii. Charakteristickou geochemickou črtou takejto magmy bol zvýšený obsah Si, K, Rb, B, Y, U, Be, Sn, W, (F) a nízky obsah Sr Ca a Ba. Turmalinizácia je prítomná vo forme impregnácií a na primárnych puklinách. Za zdrojový materiál magmy tohto typu navrhli Hraško et al. (1997) tavenie ortorulového protolitu.

Modálne zloženie uvádza tab. 21. Priemerné chemické zloženie granitoidov klenoveckého typu udáva tab. 22. Diskriminačný diagram Rb-Sr-Ba (El Bouseily a El Sökkary, 1975) je na obr. 15. Granity typu Klenovec tu spadajú do poľa silno diferencovaných granitov. Klasifikačné a diskriminačné diagramy založené na makroprvkoch sú na obr. 16.

Tab. 21 Modálne zloženie granitov typu Klenovec

Vzorka	Qtz	Plg	Kfs	Bt	Ms	Grt	Op.
KS-1(283,0–284,0 m)	33,8	18,8	36,5	1,4	7,4	1,3	0,8
KS-1(303,8–303,9 m)	33,9	27,7	26,7	2,0	8,7	1,0	+
KS-1(356,2–356,3 m)	33,8	23,6	32,3	2,3	6,6	1,4	+
KS-1(410,0–410,1 m)	42,0	25,8	21,8	3,2	6,3	0,9	+
KS-1(451,8–453,5 m)	38,6	22,9	29,3	2,4	5,7	1,4	
KS-1(526,7–526,8 m)	37,0	22,2	26,4	4,4	8,5	1,5	+
KS-1(581,0–583,0 m)	39,0	26,2	26,0	2,7	4,7	1,4	+
V 7913/1	37,6	23,5	31,3	3,3	3,5	0,9	+

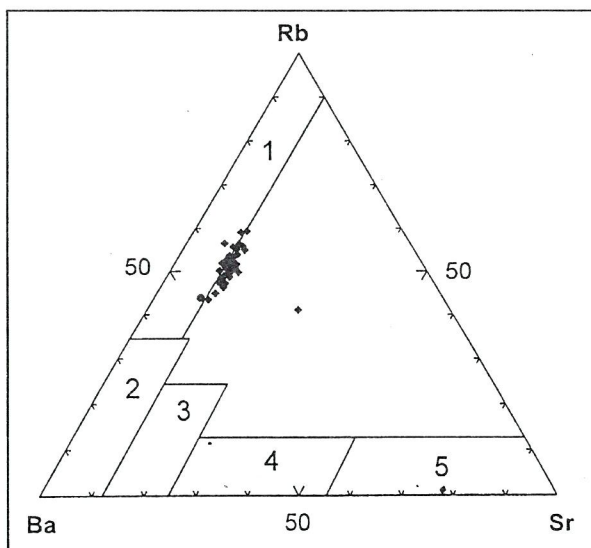
Aplity a aplitické granitoidy vystupujúce väčšinou v žilných formách v južnom veporiku sú ďalšou varietou neskorohercýnskych granitoidov, hoci v niektorých prípadoch nie je vylúčený ani ich alpínsky vek.

Aplity, aplitické granity, muskovitické granity

Sú menej častým typom. Vystupujú vo forme žíl v starších typoch granitoidov alebo v okrajových častiach telies granitoidov na styku s metamorfovaným plášťom.

Tab. 22 Chemické zloženie monzogranitov typu Klenovec (telesá v klenoveckom komplexe – vrt KS-1)

Prvok	Počet vz.	Ar. priem.	Medián	Štand. odch.	Spod. kvart.	Vrch. kvart.	Minimum	Maximum
hmot. %								
SiO ₂	48	74,05	74,09	0,90	73,76	74,37	70,17	77,43
TiO ₂	48	0,17	0,18	0,02	0,16	0,19	0,12	0,21
Al ₂ O ₃	48	13,49	13,49	0,29	13,30	13,70	12,84	14,12
FeO	48	1,15	1,21	0,18	1,04	1,28	0,71	1,43
Fe ₂ O ₃	48	1,58	1,62	0,31	1,51	1,75	0,33	1,94
MgO	48	0,31	0,26	0,17	0,24	0,32	0,18	1,23
MnO	48	0,044	0,043	0,009	0,039	0,052	0,020	0,063
CaO	48	0,092	0,09	0,32	0,79	0,96	0,57	2,89
Na ₂ O	48	3,27	3,33	0,41	3,19	3,41	0,97	4,01
K ₂ O	48	4,59	4,60	0,34	4,38	4,83	3,76	5,35
H ₂ O ⁺	48	0,63	0,66	0,33	0,41	0,81	0,08	1,76
H ₂ O ⁻	48	0,17	0,16	0,10	0,14	0,20	0,01	0,74
P ₂ O ₅	48	0,12	0,12	0,01	0,11	0,12	0,11	0,15
F	48	0,112	0,115	0,040	0,090	0,130		0,170
ppm								
B	48	52	33	48	25,5	57	11	224
Rb	46	250,8	251	21	236	269	203	288
Ba	46	184,8	181,5	22	169	202	142	232
Sr	46	53,3	54	6,3	50	57	30	65
V	46	5,7	5	1,7	5	5	5	10
Co	48	3,9	2,5	3,2	2,5	2,5	2,5	13
Cr	46	28,3	27	5,6	25	30	18	42
Ni	48	2,6	2,5	0,65	2,5	2,5	2,5	77
Sb	48	5,4	5	1,9	5	5	5	6
Cu	48	7,8	5	1,1	3,8	10	2,5	41
Pb	48	26	27	8,1	22	32	5	39
Zn	48	34	35	8,7	29,5	41	12	54
Sn	48	11,3	11	0,21	11	12	8	15
Mo	48	2,1	2	0,85	2	2	1	7
W	48	11,4	6,3	15,9	2,5	12,5	2,5	83
Be	46	6,3	6	1,6	5	7	2	10
Nb	46	13,9	14,5	2,4	12	15	10	19
La	46	39,2	40	9,3	35	44	4	60
Y	46	31,6	31,5	3,6	29	34	25	40



Obr. 15 Diskriminačný diagram Rb-Sr-Ba (El Bouseily a El Sokkary, 1975) pre granity typu Klenovec. Upravil L. Hraško.

Vysvetlivky: 1 – silno diferencované granity, 2 – normálne granity, 3 – anomálne granity, 4 – granodiority a tonality, 5 – diority

a) klasifikačný diagram Q-A-P (Le Maitre, 1989; Q – kremeň, A – alkalické živce, P – plagioklasy), pole mG – monzogranity, GD – granodiority;

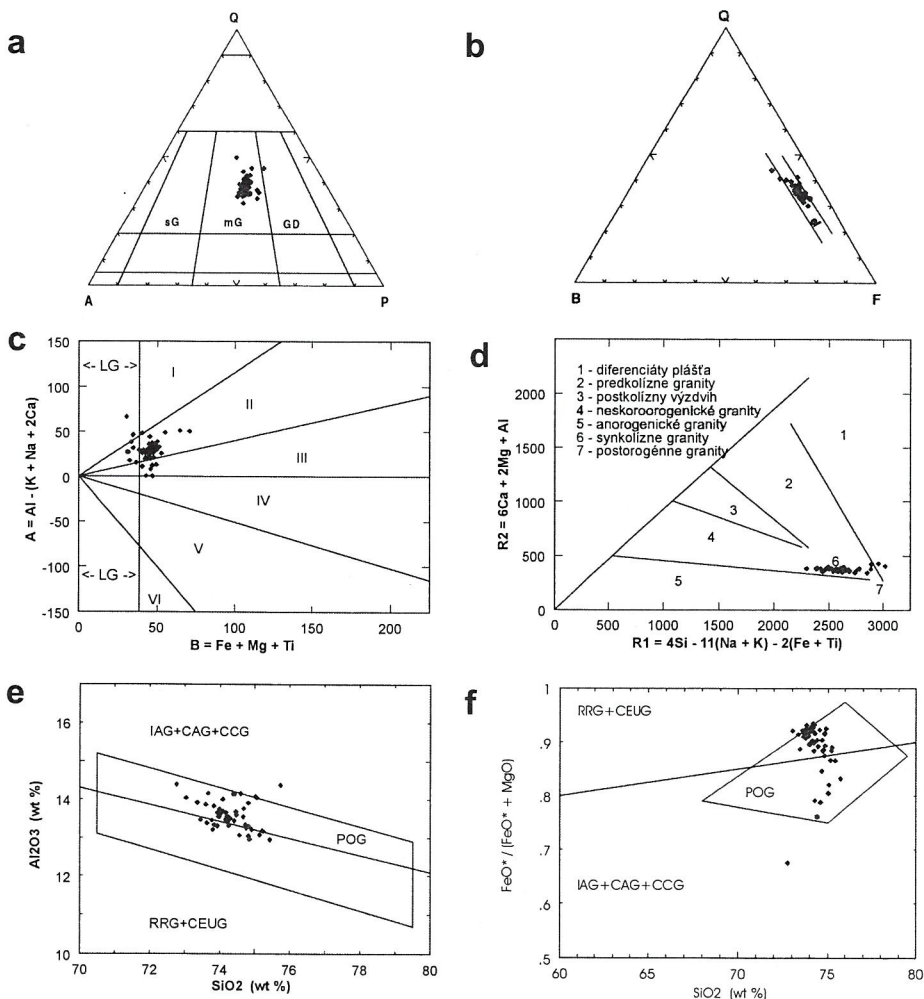
b) milikatiónový diagram Q-B-F (Debon a Le Fort, 1983; $Q = Si/3 - (K + Na + 2Ca/3)$, $B = Fe + Mg + Ti$, $F = 555 - (Q+B)$; sl = subleukokrátne magmatické asociácie);

c) milikatiónový diagram A-B (Debon a Le Fort, 1983; LG – leukogranity, I – pole muskovitu alebo muskovit > biotit, II – pole biotitu > muskovit, III – pole biotitu, I-III peraluminózna doména, IV-VI – metaluminózna doména);

d) multikatiónový diagram R1-R2 (Batchelor a Bowden, 1985);

e-f) diskriminačné diagramy $SiO_2 - Al_2O_3$ a $FeO/(FeO + MgO)$ (Maniar a Piccolli, 1989): RRG – anorogénne granitoidy spojené s riftami, CEUG – granitoidy spojené s epeirogenetickým výzdvihom, POG – postorogénne granitoidy, IAG – granitoidy ostrovných oblúkov, CAG – granitoidy kontinentálnych oblúkov, CCG – kontinentálne kolízne granitoidy

Horniny majú zvyčajne panxenomorfnú štruktúru, len v aplitických granitoch sú jadrá plagioklasov hypidiomorfné. Minerálne súčiastky kryštalizovali naraz alebo v krátkej časovej následnosti. Pre zloženie je charakteristický zvýšený obsah K živca a kremeňa (tab. 23). Tieto horniny miestami obsahujú až viac ako 77 hmotn. % SiO_2 .



Obr. 16 Klasifikačné a diskriminačné diagramy granitov typu Klenovec založené na makroprvkoch
Vysvetlivky pozri na protíľahlej strane.

Plagioklasy majú albitové zloženie, miestami uzatvárajú idiomorfne granity. Draselné živce miestami metasomaticky uzatvárajú plagioklasy. Kremeň je mierne undulózný až rekryštalizovaný. V malom množstve vystupuje biotit, muskovit, klinozoizit, vzácné zirkón a apatit.

Tab. 23 Modálna charakteristika aplitov (kremeňovo-živcových)

Vzorka	Qtz	Plg	Kfs	Bt	Ms	Grt
7514/1	43,2	23,4	32,5	+	1	
7917/1	36,1	30,8	32,9		+	
V8828/2	40,2	24,1	33,8	1,3	0,6	+

Aplity a aplitické granity, kremeňovo-plagioklasovo-K živcovo-muskovitové

Tento typ hornín tvorí najväčší podiel aplitov a aplitických granitoidov. Vzácné vystupujú v okrajových častiach granitoidného masívu Dubovo pri Českom Brezove, hojne sú vyvinuté v masíve Sinca (tab. 24).

Tab. 24 Modálna charakteristika muskovitových aplitov

Vzorka	Qtz	Plg	Kfs	Ms
7721/1	32,1	38,7	18,0	11,2

Horniny majú panxenomorfné zrnitú stavbu. Sú premenené (metasomatóza ± deformácia a rekryštalizácia). Spravidla sú postihnuté metasomatickými premenami za vzniku muskovitu a granátu.

Chemické zloženie aplitoidných granitoidov bez muskovitu (typ 1) a s muskovitom (typ 2) je v tab. 25. Ide o granitoidy s vysokým obsahom SiO₂, zvyčajne s prevahou K nad Na. Obsah stopových prvkov je veľmi variabilný (Ba = 77 až 1 850 ppm). Obsah ľahkých REE, Zr a Hf je nízky. Obsah Sr je najvyšší v bezsludovom type, čo poukazuje na väzbu Sr na plagioklas. Obsah Rb vzhľadom na vysoký obsah K₂O je pomerne nízky. Vyšší je v prípade typov so sludami.

Menšie telesá a žily magmatických hornín

91 leukokratné aplitické granitoidy a aplity

Vyskytujú sa vo viacerých varietách v rozličných typoch granitoidov a metamorfítov, najviac však v hybridnom komplexe, kde pravdepodobne predstavujú kyslé diferenciáty hybridných granitoidov.

Aplity leukotonalitov a aplitické kremeňovo-plagioklasové granitoidy tvoria zvyčajne svetlé polohy v rulách a migmatitoch umiestnené konkordantne s foliáciou najmä v distálnejších častiach vo vzťahu ku granitoidným intrúziám. Malé telesá a polohy nie sú na mape zobrazené.

Textúra je masívna alebo planárne inhomogénna. Inhomogenity tvorí najmä biotit, ktorý predstavuje reliktu po metamorfnej stavbe rulového protolitu. Majú aplitickú štruktúru, kde všetky súčasti kryštalizovali relatívne naraz. Len miestami prítomné idiomorfnejšie plagioklasu poukazujú na to, že kryštalizovali ako prvé. Mikroskopicky ide o granitoidy jednoduchého zloženia: kremeň – plagioklas (albiticko-oligoklasového zloženia) – biotit ± granát, ojedinele epidot, alanit a ilmenit. Zloženie biotitu má pomer $Mg/(Mg+Fe)$ zvyčajne nad 0,5. Veľmi ojedinele sú prítomné reliktu albitu po K živci. Štruktúra je miestami vplyvom mladších deformácií a rekryštalizácií zvyčajne porfyroklasticko-rekryštalizačná, kde v jemnozrnejšom metamorfnom matrixe vystupujú porfyrokrysty Pl, Bt, ojedinele rekryštalizovaného Qtz. Miestami sa tvorí nová metamorfna foliácia tvorená pásikmi živcov a Qtz a tiež pásikmi fylosilikátov – Bt_2 – Phg – Chl. Bt_1 je zvyčajne rekryštalizovaný na Bt_2 + Rtl. Pl býva často rekryštalizovaný na drobnejšie dlažbovité zrná.

Chemické zloženie niektorých typov je v tab. 25. Geochemicky sú to kyslé horniny s podstatnou prevahou Na nad K. Majú veľmi nízky obsah Rb. Obsah vzácnych zemín, Y a Zr sa veľmi mení v závislosti od biotitového alebo akcesorického kontaminantu.

So zväčšujúcou sa intenzitou deformácie vznikajú myloniticko-rekryštalizačné štruktúry, kde sa primárne minerály takmer nevyskytujú. V týchto horninách nastáva aj kryštalizácia neskorokinematických až postkinematických minerálov uzatvárajúcich mylonitický matrix – Gr_2 , Ms a Chl_2 . Ako neskorokinematické sú aj očká a šošovky kremeňa. Základnú hmotu tvorí jemnozrnný až veľmi jemnozrnný Qtz – Ab – Phg – Bt_2 – Czo (tab. 26, vzorky 8017/4, 8018/1).

Aplity a aplitické kremeňovo-plagioklasovo-muskovitové granitoidy predstavujú muskovitizované tonalitové aplity až aplitické granitoidy alebo albitizované a muskovitizované granodioritové až granitové aplity. V masíve Sinca ide o horniny postihnuté albitizáciou plagioklasu a zatlačaním almandínového granátu granátom bohatým na grossulárovú zložku. Miestami boli horniny postihnuté ešte mladšou deformáciou a rekryštalizáciou za vzniku albitu II, fengitického muskovitu a klinozoizitu. Hojne vystupujú napr. v oblasti k. Šteповý vrch (pri Hnúšti). Horniny sú slabo deformované alebo vôbec nie sú deformované, so vzácnym granátom. Chemické zloženie takéhoto typu (vzorka 8423/3) je v tab. 26.

Tab. 25 Chemické zloženie aplitoidných granitoidov

Vzorka	7917/1	7717/1	7717/J27	7721/1	7818/1	8018/2	8018/3
Typ	1	2	2	2	2	2	2
SiO ₂	77,03	72,59	76,67	74,87	75,40	75,89	75,45
TiO ₂	0,04	0,06	0,04	0,05	0,07	0,07	0,07
Al ₂ O ₃	12,64	15,83	12,90	14,26	13,24	13,48	13,18
FeO	0,21	0,28	0,57	0,50	0,36	0,83	0,93
Fe ₂ O ₃	0,13	0,43	0,35	0,15	0,36	0,10	0,19
MgO	0,20	0,41	0,16	0,17	0,48	0,16	0,20
CaO	0,84	0,28	0,58	0,54	0,61	0,85	0,35
MnO	0,003	0,005	0,059	0,013	0,053	0,018	0,041
Na ₂ O	3,62	5,00	2,82	3,91	4,04	3,45	3,25
K ₂ O	4,32	3,96	4,80	3,93	3,76	3,87	5,02
H ₂ O ⁺	0,09	0,37	0,21	0,12	0,98	0,10	0,02
H ₂ O ⁻	0,03	0,03	0,02	0,18	0,10	0,20	0,31
SO ₃	0,14	0,11	0,11	0,02	0,03	0,02	0,03
CO ₂	0,28	0,39	0,58	0,00	0,59		
P ₂ O ₅	0,12	0,12	0,09	0,36	0,13	0,09	0,18
F	0,008	0,014	0,010	0,020	0,010	0,010	0,020
Cl	0,040	0,004	0,010	0,008	0,010	0,008	0,008
ppm							
B	5	10	<5		<5		
Ba	1850	260	450	148	77	748	1420
Be	2,4	1,7	1,1	2,4	1,8	4,0	1,7
Ce-I	5,3	8,5	9,5	6,2	8,7	15,0	12,0
Co-I	0,6	0,5	0,6	1,0	0,3	0,9	1,3
Co	<1	<1	2,0	1,0	<1	1,0	2,0
Cr-I	14	26	17	46	8	32	38
Cr	40	10	10	20	10	30	20
Cs-I	0,7	<0,2	1,0	1,0	1,1	0,8	1,1
Cu	3	3	13	2	10	4	4
Eu-I	0,76	0,15	0,36	0,23	0,08	0,40	0,47
Hf-I	1,5	2,8	2,0	1,3	1,9	0,8	2,6
La-I	4,2	7,3	3,9	6,8	4,4	10,2	10,2
La	4	2	5	2	4	9	6
Li	1	5	8	2	2	2	14
Lu-I	<0,02	0,20	0,19	0,11	<0,02	0,30	0,22
Mo	<5	<5	<5	5	<5	5	10
Nd-I	1,5	2,0	11,0	1,5	3,0	5,0	2,5
Ni	10	12	4	9	2	15	10
Pb	1	1	16	19	8	16	39
Rb-I	77	126	93	100	152	108	91
Rb	62	84	66	95	184	94	79
Sc-I	0,64	3,65	3,79	4,04	3,46	3,55	8,68
Sm-I	0,71	1,80	1,55	1,26	1,47	2,45	2,40
Sr	360	320	80	70	40	131	136
Ta-I	<0,2	<0,2	<0,5	1,3	0,4	0,9	<0,2
Tb-I	<0,2	<0,3	<0,2	0,3	0,3	<0,3	<0,3
Th-I	1,0	1,9	2,2	1,7	2,4	2,9	2,9
U-I	<1,5	<1,9	<0,7	<2,1	1,4	<2	<0,7
V	5	5	<5	<5	<5	5	5

Pokračovanie tab. 25

Vzorka	7917/1	7717/1	7717/J27	7721/1	7818/1	8018/2	8018/3
Typ	1	2	2	2	2	2	2
W-I	<2,7	<3,5	7,2	<3,6	3,4	<3,5	<3,1
W	<5	5	10	<5	<5	<5	<5
Y	3	6	10	4	8	18	17
Yb	<0,4	<0,5	1,60	1,20	1,40	1,90	<0,5
Zn	14	12	21	20	8	22	19
Zr	20	18	35	14	33	42	42

(Označenie: I – stanovené neutrónovou aktivačnou analýzou.)

Tab. 26 Chemické zloženie leukotonalitových aplítov (oblasť Sinca)

Vzorka	8017/4	8018/1	8423/3	Vzorka	8017/4	8018/1	8423/3
SiO ₂	72,87	75,63	74,74	Cu	7	3	4
TiO ₂	0,31	0,09	0,09	Eu-I	1,38	0,83	0,29
Al ₂ O ₃	14,91	13,79	14,13	Hf-I	5,9	1,0	1,8
FeO	1,08	0,36	0,40	La-I	60,8	4,3	4,2
Fe ₂ O ₃	0,63	0,28	0,23	La	40	4	3
MgO	0,81	0,41	0,60	Li	7	1	2
CaO	1,55	1,69	0,70	LU-I	0,34	<0,02	0,09
MnO	0,052	0,015	0,007	Mo	<5	<5	<5
Na ₂ O	4,66	5,48	4,66	Nd-I	59,0	1,5	8,0
K ₂ O	1,62	0,82	3,20	Ni	13	9	10
H ₂ O ⁺	0,11	0,15	0,13	Pb	1	1	6
H ₂ O ⁻	0,02	0,02	0,01	Rb-I	29	6	62
SO ₃	0,11	0,12	0,14	Rb	32	18	58
CO ₂	0,50	0,50	0,31	Sc-I	6,67	1,39	2,80
P ₂ O ₅	0,14	0,13	0,23	Sm-I	14,56	0,55	1,15
F	0,019	0,016	0,008	Sr	600	440	120
Cl	0,007	0,010	0,010	Ta-I	<0,2	<0,2	1,7
ppm				Tb-I	0,8	<0,2	<0,2
B	10	10	5	Th-I	19	0,5	2,1
Ba	704	287	436	U-I	<2,1	<1,7	<1,7
Be	1,6	3,9	3,4	V	25	10	10
Ce-I	110,1	7,7	8,3	W-I		<3,3	<3,2
Co-I	2,3	1,3	0,9	W	<5	<5	<5
Co	1,0	<1	<1	Y	11	2	5
Cr-I	32	58	37	Yb	1,70	<0,4	<0,4
Cr	10	10	80	Zn	35	21	4
Cs-I	1,0	0,7		Zr	133	22	20

(Označenie: I – stanovené neutrónovou aktivačnou analýzou.)

Vystupujú väčšinou v hybridnom komplexe, menej v síhlianskyh granitoidoch a dvojsľudových monzogranitoch. Tvoria telesá veľké rádovo metre až desiatky metrov. Sú tmavozelenosivé so strednozrnnou, hypidiomorfne zrnitou dioritickou štruktúrou s makroskopickým amfibolom tmavozelenej farby. Ide o magmatickú horninu, o čom svedčí prítomnosť titanomagnetitov s typickými znakmi rozpadu na ilmenit a magnetit. Textúra je všesmerná, prítomné sú však aj usmernené typy. Amfiboly veľkosti zvyčajne do 4 mm (ale aj niekoľko cm), v smere osi β olivovozelené, v smere osi α žltkavé, zložením zodpovedajú hornblendu a sú dvoch generácií. Uzatvárajú biotit a epidot. Plagioklasy veľké 2–5 mm sú polysynteticky lamelované. Ako produkt premeny sú najhojnejšie prítomné minerály epidotovo-zoizitovej skupiny. Vo vedľajšom množstve je prítomný kremeň, biotit a chlorit (tvorí glomeroblasty po premenených tmavých mineráloch), akcesoricky epidot (do 1,5 mm), zoizit, titanit, rudné minerály, apatit a zirkón. Modálna charakteristika je v tab. 27.

Na styku dioritov a okolitých granitoidov možno občas pozorovať lemy leukotonalitov. Aplitové žily často nepravidelne prenikajú aj priamo do dioritového telesa a na ich okraji sú vyvinuté biotitové lemy.

Tab. 27 Modálna charakteristika amfibolického dioritu

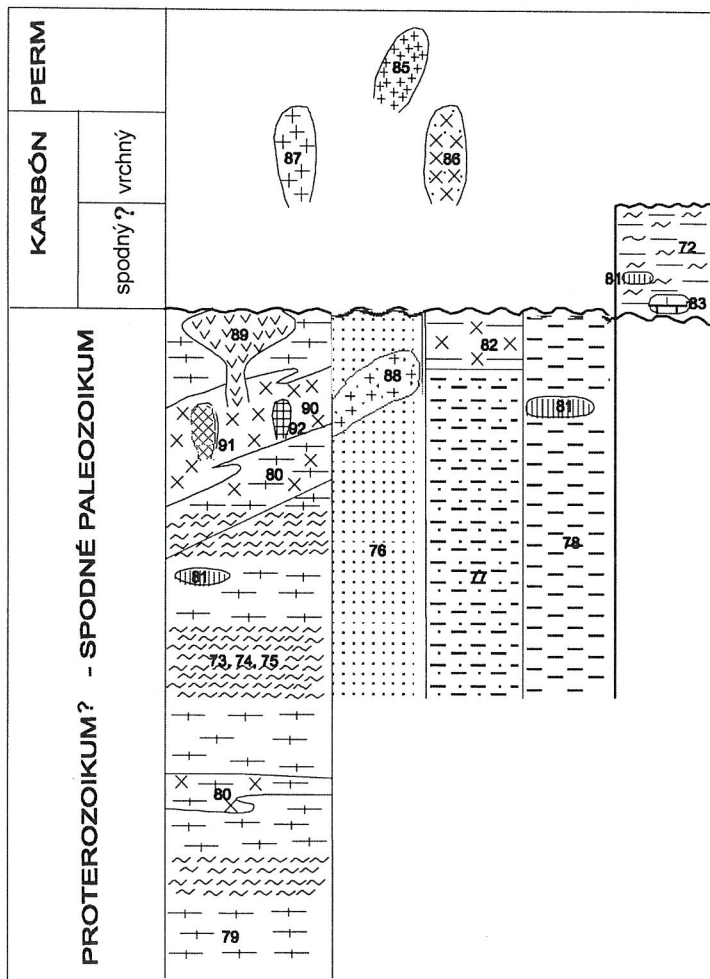
Vzorka	Hbl	Qtz	Plg	Kfs	Bt	Ep	Chl	Mag	Lx
	51,8	4,2	40,9	0,3	0,3	1,1	11,5	0,2	0,5

Lokalizácia vzoriek:

- 7113/1 – cesta České Brezovo – Váľkovo, 250 m pred Váľkovom, pri mostiku, zárez asfaltky
- 7311/1 – menší, severnejší lom 300 m s. od Českého Brezova, 250 m ssz. od kóty 362 m
- 7312/1 – 1,2 km sv. od Českého Brezova, zárez novej lesnej cesty, ľavý prítok doliny Suchá, 200 m v. od k. 314 m
- 7312/1X – 1,2 km sv. od Českého Brezova, zárez novej lesnej cesty, ľavý prítok doliny Suchá, 200 m v. od k. 314 m
- 7314/1 – dolina Ploského potoka, 1 km sv. od hájovne., 750 m v. od k. Hrubý vrch, sz. od obce Selce, ľavá strana doliny
- 7412/1 – 2 km s. od Českého Brezova, veľký lom nad potokom
- 7413/1 – 70 m z. od Ploského potoka, sz. od obce Selce, 250 m ssz. od k. 570, balvany na plochom hrebeni
- 7514/1 – dolina Selčianskeho potoka, 700 m sz. od k. 609 m, odkryv brál nad ľavou stranou potoka
- 7517/1 – kóta Urlak (543,3 m), jz. od Lehoty nad Rimavicou – sutina

- 7714/1 – 1 km sv. od obce Zlatno, opustený lom vo svahu, 850 m v. od k. 440 m, 1 300 m sz. od k. Dubovo
- 7717/1 – masív Sinca – 1 500 m zsz. od Lehoty nad Rimavicou, 600 m vjv. od k. 274 m, zárez pri asfaltke
- 7717/J27 – masív Sinca, 1 500 m zsz. od Lehoty nad Rimavicou, 600 m vjv. od k. 274 m, zárez pri asfaltke
- 7718/1 – masív Sinca, 1,4 km sz. od Lehoty nad Rimavicou, kóta Dúbrava (588 m), masív Sinca
- 7718/2 – masív Sinca, 1 km sz. od Lehoty nad Rimavicou, 500 m s. od k. Rovenec, odkryvy na hrebenku
- 7721/1 – masív Sinca, 1 250 m sz. od Rimavskej Bane, dolina paralelná s dolinou Repno, balvany pod hrebenkom
- 7813/1 – 400 m zsz. od kóty Zápač (615,4 m), odkryv v záreze cesty, bralo 3 x 5 m
- 7818/1 – masív Sinca, 800 m jz. od kóty Bištiakovica, balvany na hrebenku pri lesnej ceste
- 7917/1 – masív Sinca, 400 m vsv. od kóty 416 m v doline Drážna, zárez v ohybe novej lesnej cesty
- 7920/1 – masív Sinca, 1 km jjv. od kóty Sinec, zárez lesnej cesty, 250 m od žľabu doliny Repno
- 8017/4 – ľavá strana Drážnej doliny, pri odbočke z asfaltky, defilé v záreze
- 8018/1 – masív Sinca, ľavý prítok doliny Svarín, zárez lesnej asfaltky, v = 655 m, 1 500 m jz. od k. Sinec
- 8018/2 – masív Sinca, ľavá strana doliny Svarín, bralá nad potokom, 1 050 m j. od horárne Sinec, 1 550 m zjz. od k. Sinec
- 8018/3 – zárez cesty v pravej strane doliny Svarín, 550 m zsz. od k. 500 m v potoku
- 8021/1 – masív Sinca, 1 850 m z. od kóty Sinec, sz.-jv. orientovaný hrebeň, v = 660 m, 1 750 m od Rimavského Brezova
- 8121/1 – 1,2 km jjv. od kóty Burianka (758 m), z. od Hnúšte, odkryvy na hrebeni, alpínsky premenený ortoruly
- 8423/3 – 30 m sz. od kóty Šteповý vrch (664,2 m)
- CP-1 – Klenovec – Čerešňový potok
- CP-2 – Klenovec – Čerešňový potok
- DL-17 – Biele vody, bralo vo svahu doliny, 750 m jjv. od kóty Magura (911 m)
- DL-217 – 750 m sz. od kóty Dlhý grúň (1 061 m), 2 km s. od obce Sihla, žila svetlého granodioritu v tonalite typu Sihla
- DL-27 – Dolina Sučí potok, 2 km s. od Detvianskej Huty, 370 m z. od Sútoku s Jankovským potokom, bralo vo svahu ľavej strany doliny nad asfaltkou
- DL-47 – Hriňová, lom na s. brehu priehrady nad Hriňovou
- DL-97 – Kamenistá dolina, 620 m z. od horárne Klementka, lom v zákrute cesty oproti mostíku cez potok v Kamenistej doline
- DL-125 – zárez asfaltky j. od Sihly smerom k Utekáču, v = 915 m
- GB-1 – dolina Klenoveckej Rimavy, starý lom, 4 km sz. od Klenovca
- GB-7 – dolina Veporského potoka, 9 km sz. od Klenovca
- GB-9 – migmatit v doline Liešnica
- KS-1 – vrt KS-I, jv. od Klenovca, 500 m sz. od k. 372,9 m, h = 283–284 m
- UT-1 – Utekáč – s. od obce, ľavá strana doliny, ortorula

- V7913/1 – dolina Liešnica, 100 m od železnice, j. od Kokavy nad Rimavicou, injekcie granit-porfýru do biotitického granitoidu
- V8828/2 – Krokava, obec (770 m n. m.), aplít
- VG-41 – Kamenistá dolina, naproti horárni Čierny potok, 15 m hrubá nepravá žilná poloha v rule, muskovitický leukogranit (Petřík et al., 1995)
- VG-43 – Kamenistá dolina, 5,3 km sz. od obce Sihla, za chatou Greta (Petřík et al., 1996)
- VG-45 – Kamenistá dolina, 3,7 km sz. od obce Sihla, 1 km sz. od chaty Klementka (Petřík et al., 1996)
- VG-46 – Kamenistá dolina, 2 km sz. od obce Sihla, 1 km jv. od chaty Klementka (Petřík et al., 1996)
- VG-47 – pri sedle Chorepa, hybridný typ (Petřík et al., 1996)
- VG-54 – oblasť k. Tlstý javor, zárez pri štátnej ceste (Petřík et al., 1996)
- VG-70 – Zárez cesty v Čiernom Balogu, odbočka na Krám, silno deformovaný mylonit zloženia muskovitického leukogranodioritu (Petřík et al., 1995)
- VG-76 – Dolina Vydrovo, malý lom na severnej strane pri rozdvojení Prostrednej doliny a doliny Podtajchová, strednozrnný, silno deformovaný mylonit zloženia leukogranitu
- VG-84 – Medved'ov, Veľká dolina, n. v. 750 m, 2 500 m za koncom dediny, silno deformovaný leukokratný mylonit zloženia muskovitického granitu typu Hrončok (Petřík et al., 1995)
- VG-86 – Krám, skalné defilé pri ceste Brezno – Čierny Balog, ultramylonit granitoidu typu Hrončok (Petřík et al., 1995)
- VG-87 – Kamenistá dolina, odkryv pri ceste naproti hrádzi nádrže Hrončok, ultramylonit granitoidu typu Hrončok (Petřík et al., 1995)
- VG-94 – Krám, 540 m n. m. pri sútoku potokov, veľký odkryv v granite za rodinným domom, postupný prechod medzi migmatitmi a granitom (Petřík et al., 1995)
- X-5 – Šoltýska, horný tok rieky Ipeľ, 100 m v. od križovatky Málinec – Utekáč – Látky, 3 km sz. od Šoltýsky
- ZK-10 – cesta Hriňová – Kokava, križovatka k Málincu, 67°/8,6 km z Detvianskej Huty (Macek et al., 1982)
- ZK-19 – cesta Poltár – České Brezovo, lom na pravej strane, 180°/2,6 km od Českého Brezova (Macek et al., 1982)
- ZK-26 – Kamenistá dolina, za horárňou, Čierny potok, 263°, 2 km od kóty Zákľuky (1 012 m) (Macek et al., 1982)
- ZK-27 – Kamenistá dolina, za horárňou Čierny potok, 263°, 2 km od kóty Zákľuky (1 012 m) (Macek et al., 1982)
- ZK-28 – cesta Čierny Balog – Hriňová, kóta Tlstý javor, 184°/7,9 km od Brezna (Macek et al., 1982)
- ZK-69 – dolina Vydrovo, sz. svah, odkryv v záreze cesty, 1 km od cesty Hriňová – Čierny Balog, 224°, 2,7 km od Čierneho Balogu (Macek et al., 1982)
- ZK-75 – 52°/3,8 km od obce Hriňová (Macek et al., 1982)



Litostratigrafická kolónka kryštalinika. Zostavil: V. Bezák, 1998.

85 – leukokratné, miestami porfýrické granity a granit-porfýry, 86 – granodiority ipel'ského typu, 87 – tonality až granodiority typu Sihla s. l., 72 – muskoviticko-chloritické bridlice s polohami metakarbonátov (83) a metabázik (sinecký komplex, spodný karbón?) 89 – porfýrické granodiority veporského typu, 91 – leukogranity a aplity, 92 – diority, 88 – dvojsľudové granity, 90 – biotitické tonality až granodiority (hybridný typ), 78 – svory s polohami grafitických kvarcitov, bridlic a amfibolitov, 82 – drobozrnné kremeňovo-živcové ortoruly, 76 – biotitické rohovcové fylity až ruly, 77 – biotitické albitické ruly (klenovecký komplex), 73, 74, 75 – bridlice, fylity, svory, prevažne diafortitické, 79 – pararuly, 80 – migmatity, ortoruly, 81 – polohy amfibolitov

Ultrabázické horniny premenené na serpentinity sa v kryštaliniku ojedinele vyskytujú najmä v hybridnom komplexe vo forme niekoľko metrov až desiatky metrov veľkých šošoviek (prevažne mimo územia regiónu). V rámci regiónu je zaznamenaný výskyt v svoroch v masíve Striebornej a v rulách pri Uhorskom.

Ide o jemnozrnné homogénne masívne horniny s rôznymi odtieňmi zelenej farby. Intenzívne premeny (zriedkavé relikticky predstavujú najčastejšie pyroxény) znemožňujú bližšiu genetickú charakterizáciu (vek, geotektonická príslušnosť atď.) týchto hornín. Popri serpentinite makroskopicky pozorovať lupene chloritu, tremolitu a fuchsite, časté sú 1–2 mm rudné minerály (bežný je napr. magnetit a pyrotín), niekedy sa vyskytujú aj jemné žilky antigoritu či chryzotilu. Telesá bývajú taktiež druhotne steatitizované po okrajoch alebo vo forme žilných prienikov. Nepravidelné hniezda hydrotermálnej karbonatizácie, ako aj limonitizácia pozdĺž puklín limitujú využívanie týchto hornín v priemysle dekoratívneho kameňa. Výskyt, minerálne paragenézy aj možnosti genézy veporských serpentinizovaných ultramafitov sumarizuje práca Hovorku et al. (1985).

Vrchný karbón

- 71 **a) slatvinské súvrstvie: fylity, metapieskovce, bridlice;
b) svetlé muskoviticko-kremité bridlice, často s obsahom uhlíkatej hmoty, lokálne metapieskovce (Iovinobanský komplex)**

Horniny vrchného karbónu vystupujú v južnej časti regiónu, a to v dvoch vývoch. Na juhovýchode (oblasť Hnúšte a Sinca) ide o pomerne monotónny komplex metapieskovcov a bridlíc (slatvinské súvrstvie; Vozárová a Vozár, 1982). Metamorfnými produktmi sú najmä fylity a metapieskovce. Na juhozápade (oblasť Cinobane) sú predpokladané vrchnokarbónske horniny zastúpené najmä svetlými muskoviticko-kremitými bridlicami.

Hlavnými litologickými členmi slatvinského súvrstvia sú metapieskovce a fylity. Ich mineralogické zloženie je ovplyvnené komplikovanými premenami, ktorými boli postihnuté. Štruktúry sú zložené z reliktov klastických zŕn kremeňa, plagioklasov, draselných živcov, vzácné biotitov, z regionálne nízko metamorfovaného usmerneného agregátu novotvorených minerálov a z minerálnej asociácie viazanej na kontaktné účinky granitoidov (najmä granát, biotit, prípadne kordierit).

Súčasťou slatvinského súvrstvia sú aj tmavé bridlice s obsahom organickej hmoty, v ktorých sa zistil rastlinný detrit a na základe palynomorf bol stanovený ich stefanský vek (Planderová a Vozárová, 1978).

V juhozápadnej časti regiónu sú predpokladané vrchnokarbónske horniny v inom vývoji. Prevládajú muskoviticko-kremité bridlice s monotónnym zložením, s časťami polohami obohatenými o organickú hmotu a polohami kremitých metapieskovcov. Ich príslušnosť k vrchnokarbónskemu obalu predpokladal už Biely (1955) a potvrdzuje ho aj charakter palynomorf (Planderová in Bezák et al., 1989). Lokálne sú v tejto oblasti (medzi Lovinobaňou a Cinobaňou) uprostred metagranitoidov prítomné metapieskovce a metakonglomeráty, interpretované ako metamorfovaný preplavený zvetraninový plášť granitoidov. Tieto horniny sa predtým zahŕňali do lovinobanského komplexu (Bezák, 1988).

Perm

70 rimavské súvrstvie: metamorfované arkózové pieskovce a zlepence

Rimavské súvrstvie (Vozárová a Vozár, 1982, 1988) vystupuje najmä pri južnom okraji veporika na styku s gemerikom. Je zložený z klastických sedimentov, predovšetkým hrubozrnných metapieskovcov. V nich sa nachádzajú polohy metazlepenčov, ktoré však tvoria iba nesúvislé horizonty. Podobne len sprievodnou zložkou sú pôvodne jemnozrnné sedimenty – piesčité fylity a jemnozrnné metapieskovce. Ojedinele sa vyskytujú malé telesá ryolitov a ryolitových vulkanoklastík. Boli opísané napr. z oblasti Rimavskej Bane (Varga, 1963) a pri Sirku mimo územia regiónu (Vozárová a Vozár, 1988). Pozícia rimavského súvrstvia často v priamom tektonickom podloží prikrovu severného gemerika podmienila silnú kataklastickú deformáciu a nerovnomernú tektonickú redukciu jeho jednotlivých litologických členov.

Metapieskovce, ktoré sú prevládajúcim horninovým typom rimavského súvrstvia, svojim petrografickým zložením zodpovedajú arkózovým metadrobám. Ich štruktúra je blastopsamitová. Hlavnými minerálnymi zložkami sú zrná kremňa, plagioklasov a draselných živcov (ortoklas, mikroklin). Len vzácné sa zistili kryštály silno rozloženého biotitu. Hrubozrnejšie variety metapieskovcov obsahujú aj úlomky z granitoidov. V blízkosti kontaktov s granitoidmi sa sporadicky objavuje novotvorený biotit.

V oblasti sz. od Tisovca permské súvrstvie tvoria stredno- až hrubozrnné arkózové a kremenné pieskovce a brekciové zlepence, ktoré sú obyčajne výrazne zbridličnatené, s penetračnou nízkometamorfnou deformačnou foliáciou a lineáciou roztiahnutia. Podeformačná hrúbka sa pohybuje od niekoľko metrov do zhruba 100 m. Horniny litologicky zodpovedajú permskému rimavskému súvrstviu juhoveporickej revúckej skupiny (Vozárová a Vozár, 1982). V tejto oblasti však arkózové súvrstvie vystupuje nielen na báze permsko-triasového sledu, ale aj vyššie, uprostred zrejme skýtskych kremencov (typické lokality sú Veľká a Malá Bôrová). Nie je preto jasné, či sú tu arkózy len permské, alebo aj

skýtske (cf. Zoubek, 1955; Vrána, 1966). V tejto oblasti totiž nemožno vylúčiť ani tektonické opakovanie vrchnopermsko-spodnotriasového sledu na báze s arkózami, vyššie s kremencami a v najvyššej časti s bridlicami vo forme imbrikácií vnútri extenzného duplexu. Tento variant je vyjadrený aj na mape.

Trias

Federatská skupina (tuhársky vývoj)

Federatská skupina tvorí autochtónny, resp. paraautochtónny sedimentárny pokryv predalpínskeho fundamentu (predovšetkým granitoidov) v stredných a južných častiach veporika. Tvorí ju súbor permsko-skýtskych klastických sedimentov a stredno- až vrchnotriasové karbonátové komplexy vystupujúce najmä v divínskej synforme (tuhársky vývoj), rudimentárne aj v podloží muránskeho príkrovu v oblasti Tisoveckého krasu. Horniny sú metamorfované vo fácii zelených bridlíc a výrazne duktilne deformované.

69 kremenné pieskovce (spodný skýt)

Súvrstvie spodnotriasových (pravdepodobne spodnoskýtskych) kvarcitov tvoria metamorfované jemnozrnné kremenné pieskovce svetlých farieb, v bazálnych častiach aj drobnozrnné kremenné a arkózové zlepenice. Niekedy v nich možno pozorovať zachované gradačné a šikmé zvrstvenie. Litologicky zodpovedajú lúžňanskému súvrstviu tatrika a severného veporika. Sú však výrazne deformované a metamorfované, s penetračnou foliáciou a lineáciou. Z metamorfných minerálov obsahujú najmä svetlú sl'udu (fengit), albit a charakteristický turmalín. Ich hrúbka je maximálne 100 až 150 m (Veľká a Malá Bôrová západne od Tisovca).

Spodnotriasové kremence v okolí Osrblia patria k severoveporickej jednotke Veľkého boku. Na rozdiel od federatskej jednotky sú prevažne len krehko deformované.

68 piesčité bridlice (vrchný skýt)

Bridličnaté súvrstvie vrchnej časti spodného triasu pozostáva z tmavosivozelených, pôvodne ílových, prachovcových a piesčitých bridlíc s doskovitými polohami svetlých kremenných pieskocov v spodnejších častiach, ktoré indikujú postupný vývoj z podložných kremencov. Možno ich označiť ako verfénske súvrstvie. Metamorfóza prebehla vo fácii zelených bridlíc, s charakteristickou prítomnosťou kremeňa, albitu, rutilu, turmalínu, fengitického muskovitu a nie-

kedy chloritu a epidotu. Fylosilikáty definujú metamornú foliáciu, ktorá je subparalelná s pôvodnou vrstvosťou. Napriek výraznej metamorfóze a deformácii však v súvrství miestami pozorovať relikt sedimentárnych textúr – sklzové deformácie alebo gradačné a šikmé zvrstvenie v pieskovcových polohách. Vrchné polohy súvrstvia sú niekedy vápnité. Vrána (1966) ich nazýva „karbonatické fylity“. Západne od Tisovca na Veľkej Bôrovej dosahujú verfénske bridlice hrúbku okolo 50–100 m.

67 rauvakizované vápence a dolomity (stredný trias)

Kavernózne karbonatické tektonické brekcie a rauvaky vznikli tektonickým drvením, rozpúšťaním a hydrotermálnymi premenami pôvodných dolomitov a metamorfovaných vápencov, ktoré sa v hornine vyskytujú ako alterované úlomky. V oblasti divínskej synformy sa vyskytujú na báze a uprostred strednoaž vrchnotriasového karbonátového komplexu. Na báze sú to bežné rauvaky, ktoré vznikli pri diferenciálnych pohyboch medzi karbonátovým komplexom a podložnými permsko-skýtskymi klastikami počas formovania synformy. Zvláštne rozpadavé prekremenené horniny sa vyskytujú uprostred karbonátov – sú to vlastne rezíduá po rozpúšťaní kremitých vápencov. Vznikli hydrotektonickými a hydrotermálnymi procesmi pozdĺž prešmykových štruktúr, ktorými je tuhársky karbonátový komplex rozčlenený na viacero šupín (Plašienka, 1983a). Pod muránskym príkrovom Tisoveckého krasu v oblasti Bôrovej sú súčasťou bazálnych tektonických brekcií príkrovu a okrem klastov zjavne metamorfovaných vápencov obsahujú aj úlomky pestrých bridlíc spodného triasu a pravdepodobne aj karbonátov vyššieho triasu muránskeho príkrovu. Interpretujú sa ako hydrotektonické brekcie, v ktorých vysoký tlak pórových flúid umožnil presun nadložného príkrovu (Plašienka a Soták, 1996).

Rauvakizované karbonáty sa v malej šupine nachádzajú aj v severnom veporiku v doline Kamenistého potoka pod žulami typu Hrončok.

66 slienité kremité rohovcové vápence s polohami tmavých bridlíc (stredný a vrchný trias)

Duktilne deformované, bridličnaté a laminované tmavosivé vápence sú najčastejším členom federatských sukcesí. V spodných častiach sú väčšinou masívnejšie, lavicovité, s polohami tmavých ílových bridlíc a dolomitov (gutensteinské súvrstvie), vyššie prechádzajú do slienitých bridličnatých, kremitých a rohovcových vápencov reiflinského typu. Smerom do nadložia v nich opäť pribúdajú čierne ílovcovo-prachovcové a piesčité bridlice, pravdepodobne analóg lunzkých alebo reingrabenských bridlíc. Zastupujú teda pravdepodobne celý stredný a spodnú časť vrchného triasu (anis–karn). Hrúbka je veľmi premenlivá, celkove

ČAS Ma	CHRONOSTRATIGRAFICKÁ ŠKÁLA		LITOLÓGIA A LITOSTRATIGRAFIA		
	200	JURA	HETANŽ	?	
210	MEZOZOIKUM	RÉT			
220		NORIK	lavicovité dolomity s polohami vápencov 200 m SÚVRSTVIE HLAVNÉHO DOLOMITU		
		KARN	tmavé bridlice 20 m rohovcové a kremité vápence 200 m		
230		LADIN	svetlé masívne vápence 200 m		
240		ANIS ---	tmavé vápence a bridlice GUTENSTEINSKÉ SÚVRSTVIE 150 m		
250		SKÝT	piesčité bridlice VERFÉNSKÉ SÚVRSTVIE 100 m kremenné pieskovce LÚŽNANSKÉ SÚVRSTVIE 150 m		
		PALEOZOIKUM	TÜRING	zlepence	REVÚCKA SKUPINA
SAXÓN	pieskovce piesčité bridlice				
AUTUN	RIMAVSKÉ SÚVRSTVIE 20 - 100 m				
KARBÓN	STEFAN		bridlice a pieskovce > 100 m		
	VESTFÁL	SLATVINSKÉ SÚVRSTVIE			

Litostratigrafická kolónka revúckej a federatskej skupiny.
Zostavil: D. Plašienka, 1998.

však dosahuje (mimo mapovaného územia) možno až niekoľko stoviek metrov. V strednej časti súvrstvia tmavé vápence laterálne prstovito prechádzajú do mramorizovaných vápencov svetlých farieb.

65 svetlé pestrofarebné kryštallické vápence („tuhársky mramor“, stredný trias)

Celkove masívne a lavicovité, ale mezoskopicky penetračne foliované a lineované metamorfované vápence sa vyskytujú v stredných častiach karbonátového sledu tuhárskej sukcesie. Miestami prechádzajú do kremitých a rohovcových variet, obsahujú však aj nepravidelné polohy dolomitov. Podľa pozície v slede a analógií s inými oblasťami federatskej jednotky sú pravdepodobne vrchnoanisko-ladinského veku. Litostratigraficky najskôr môžu zodpovedať steinalmskému, wettersteinskému a raminskému vápencu. Dekoratívnosť je výsledkom nepravidelnej kresby duktilne deformovaných pestrých – červenkastých, ružových, žltkastých, sivých a modrastých – lamín v bielom matrixe, ako aj mladších žiliek a pigmentovaných fraktúr. Ťažia sa mimo územia regiónu pri Ružinej (na vápno) a pri Tuhári (ako dekoračný mramor). Vápence sú miestami skrasovatené, hrúbka je maximálne 200 m. Na území regiónu vystupujú na divínskom hradnom vrchu.

64 dolomity (vrchný trias)

Svetlosivé a žltkasté doskovité a lavicovité dolomity tvoria najvyšší člen tuhárskej sukcesie, ktorý sa viackrát opakuje v strope jednotlivých šupín divínskej vejárovitej synformy. Pri Mýtnej sú v nich šošovky sivých vápencov a dolomitických slieňovcov. Podľa pozície ide o súvrstvie hlavného dolomitu, ktorého hrúbka presahuje 200 m.

GEMERIKUM

62 tmavé bridlice a pieskovce neistého veku a postavenia (ochtinská skupina?)

Tmavé sľudnaté bridlice s doskami pieskovcov a sivých vápencov sa vyskytujú na území regiónu len na jedinom mieste, v najjužnejšom cípe Muránskej planiny pri usadlosti Jaslište. Budujú šošovku (okolo 100 x 400 m na povrchu) zaklinenú medzi federatské kvarcify a nadložné steinalmské vápence štruktúry Červenej. Z toho vyplýva samostatné tektonické postavenie tejto šupiny. Naj-

pravdepodobnejšie ide o súčasť spodnokarbónskej ochtinskej skupiny, ktorá v podobnej pozícii vystupuje aj severnejšie v doline Furmanca (Plašienka a Soták, in Bezák et al., 1996).

Ochtinská skupina

Karbón

63 fylity, metapieskovce s polohami magnezitov (visén – namur A)

Vystupujú v úzkej, tektonicky vymedzenej zóne pozdĺž lubeníckej línie medzi jednotkami južného veporika a gemerika a ako trosky príkrovu v nadloží tuhárskeho mezozoika a kryštalinika. Potvrdili sa názory Klinca (1976) o výskyte aj v podloží muránskeho príkrovu (Plašienka a Soták, in Bezák et al., 1996).

Fylity reprezentujú tmavosivé až čierne horniny s výrazne vyvinutou foliáciou, často prevrásnené. Vyznačujú sa asociáciou nízkometamorfných minerálov (kremeň + sericit + grafit + rutil ± albit ± chlorit ± epidot (Vozárová in Vass a Elečko et al., 1992). Premenou sedimentov pôvodne bohatých na Al vznikla paragenéza minerálov chloritoid + distén (Vrána, 1964). V štruktúre vystupujú vo forme postkinematických idioblastov.

Medzivrstvy pieskovcov dosahujú hrúbku 10–15 cm. V grafitických fylitoch sú časté vložky karbonátov a čiernych lyditov. Ojedinele sú prítomné polohy zelených bridlíc s asociáciou chlorit + albit + aktinolit ± karbonáty, ktoré predstavujú metamorfné ekvivalenty intermediárnych až bázických vulkanoklastík.

Magnezity tvoria šošovkovité telesá najmä vo vrchných častiach súvrstvia prevažne v grafiticko-sericiticko-chloritických fylitoch a sú úzko späté s dolomitmi. Dolomity a grafitické bridlice obsahujú často úlomky fauny (pri Ružinej, mimo hranice regiónu, opísané Boučekom a Příbylom, 1960).

SILICIKUM

Muránsky príkrov

Komplexy silicika sa na území regiónu vyskytujú len v južnej časti Muránskej planiny nazývanej Tisovecký kras. Mezozoické karbonátové komplexy Muránskej planiny sa dlhé roky pokladali za súčasť „severogemeridného“ mezozoika odlúčeného od substrátu a presunuté do nadložía veporika. Po definovaní silického príkrovu sa súbory triasových karbonátov, pre ktoré sú charakteristické predovšetkým hrubé rifové komplexy, zaradili do sústavy bezkorenných príkrovov odlepenia štruktúrne vyšších a paleogeograficky „južnejších“ ako chočská jednotka s. l. (hronikum), nazvaných súborne „silicikum“ (Mello, 1979). Sú to

príkrovy rozsiahlej karbonátovej platformy odlepené na horizonte permsko-skýtskych ílových a evaporitových sedimentov. Nápadný je pri nich, často v ostrom kontraste s ich podloží, nedostatok metamorfného a duktilného deformačného prepracovania, diskkrétne násunové plochy majú krehký, kataklastický charakter.

Kodym et al. (1956) v oblasti Tisovca vymedzili dve čiastkové jednotky muránskeho príkrovu – spodnú, rozsiahlu jednotku Muránskej plošiny a vyššiu, lokálnu jednotku Hradovej. Dôvodom bolo, že dachsteinské vápence vrcholovej časti Hradovej pokladali za trosku wettersteinských vápencov vyššej tektonickej jednotky. V iných prácach sa muránsky príkrov pokladá za pomerne pokojne ležiacu horizontálnu dosku, len miestami v blízkosti muránskeho zlomu zvrásnenú a zošupinatenu. Na danom území vystupujú jeho jednotlivé členy v synklinálnej štruktúre Gošťanovej, ktorej južné krídlo je zošupinatené. Príkrovový tektonický charakter muránskej jednotky je na báze zvýraznený nerovnomerne hrubými polohami rauvakizovaných karbonatických tektonických brekcií, na zložení ktorých sa podieľajú karbonáty tak podložnej federatskej, ako aj nadložnej muránskej jednotky.

Trias

61 pestré bridlice, pieskovce, slieňovce a piesčité vápence (skýt)

Najspodnejším členom muránskej sukcesie sú pestré sfudnaté bridlice, prachovce a pieskovce bodvasilašského súvrstvia, ktoré obyčajne ležia na „poduške“ rauvakizovaných karbonatických tektonických brekcií. Na južnom úpätí Hradovej sú prítomné aj „kampilské“ svetlohnedé, sivozelenkavé a sivožlté slieňovce a piesčité a lumachelové vápence zodpovedajúce sinskému (resp. šuňavskému) súvrstviu. Spodnotriasové detritické členy tvoria vyvalcované šupiny na báze muránskeho príkrovu, len miestami sú nahromadené do hrubších, intenzívne zvrásnených komplexov (Suché doly, južné svahy Hradovej).

60 gutensteinské vápence a dolomity (anis)

V nadloží spodnotriasových bridlíc len lokálne vystupuje gutensteinské súvrstvie tvorené tmavosivými masívnymi a lavicovitými vápencami s charakteristickými nepravidelnými bielymi kalcitovými žilkami a polohami dolomitov. Vo vápencoch sú niekedy prítomné hľuzy tmavých rohovcov. Súvrstvie je často tektonicky drvené a rauvakizované. Zastupuje spodný a stredný anis. Hrúbka nepresahuje 80 m.

59 steinalmské vápence (anis)

Sú to masívne a lavicovité svetlé, ružové a žltosivé vápence, často s nepravidelnými červenkastými hniezdami, žilami a zátekmi. V teréne je často problémom odlíšiť ich od nadložného komplexu wettersteinských karbonátov. Ako pomocné kritériá možno použiť niektoré textúry – drobnobrekciovité, gravelové, oolitické a pseudohľuznaté s krinoidovými hniezdami, časté červené sfarbenie, len ojedinelý obsah diplopór a vzácnosť dolomitových polôh. Zastupujú vrchný anis. Dosahujú hrúbku 100 až 200 m.

58 wettersteinské vápence a dolomity (ladin)









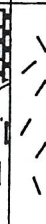


Wettersteinské súvrstvie buduje hlavné masy triasového karbonátového komplexu muránskeho prikrovu. Tvoria ho najmä masívne svetlé, len menej tmavšie, pomerne čisté vápence s hojnými zvyškami dasykladálnych rias poukazujúcich na ladinský vek. Rozlíšiť možno lagunárnu fáciu so zvyškami rias a rifovú fáciu s koralmi a sfinktozoami. Dolomitizácia je pomerne častá najmä vo vyšších (pravdepodobne už spodnokarnských) častiach wettersteinského súvrstvia. Polohy bielych „cukrovitých“ dolomitov sú však veľmi nepravidelné a kartograficky ťažko vymedziteľné. Na mnohých miestach wettersteinské karbonátové súvrstvie splýva s vrchnotriasovými tisoveckými a furmaneckými vápencami do jedného mohutného rifového komplexu. Hrúbka je niekoľko sto metrov.

57 tisovecké a furmanecké vápence (karn, norik)

Masívne svetlé organogénne rifové vápence karnu sa označujú ako tisovecké (novšie waxenecké), noriku ako furmanecké. Odlíšovať, a to aj od wettersteinských vápencov, ich však možno len na základe skamenelín, najmä koralov, brachiopód a amonitov. V poslednom období bola oprávnenosť ich vyčleňovania dokonca spochybnená (Krystyn et al., 1990) – vrchnotriasové rifové vápence by sa mali pokladať za súčasť dachsteinského súvrstvia zahrnujúceho tak lagunárne, ako aj rifové fácie. Rifové furmanecké vápence laterálne prechádzajú do lagunárných dachsteinských vápencov.

56 dachsteinské vápence a dolomity (norik)

Hrubolavicovité dachsteinské vápence v klasickom ponímaní nesú znaky cyklickej lagunárnej sedimentácie. Cyklickosť je odrazom periodického kolísania úrovne morskej hladiny. Kompletný cyklus pozostáva z bazálnych transgresívnych červených slienitých vápencov (čiastočne vo forme neptunických žiliek v skrasovatenom podloží) a brekciovitých vápencov, nad ktorými vystupujú cha-

5 Ma		CHRONOSTRATIGRAFICKÁ ŠKÁLA		LITOLÓGIA A LITOSTRATIGRAFIA	
180		MEZOZOIKUM			
190		JURA			
200		TOARK			
		PLIENSBACH			krinoidové a silienité vápence, silerfove
		SINEMŮR			
		HETANŽ			
210		RĚT			vápence Gošťanovej 10 m
220		NORIK			dachsteinské vápence a dolomity 300 m
		KARN			furmanecké a lisovecké vápence
230		LADIN			wettersteinské vápence a dolomity 200 - 500 m
240		ANIS			steinalmské vápence 100 m
		SKÝT			gulensteinské súvrstvie 100 m
250					silienité vápence pleskovec, bridlice 50 - 100 m
					rauvaly

Litostratigrafická schéma
muránskeho príkrovu.
Zostavil: D. Plašienka, 1998.

rakteristické sivé a ružové laminované stromatolity (loferity) s resedimentovanými polohami a potom sivé celistvé lavicovité vápence s megalodontmi, miestami dolomitizované (Borza, 1977). Cyklickosť je však často potlačená a aj v oblasti Tisoveckého krasu je dachsteinské súvrstvie tvorené najmä lavicovitými sivými vápencami. Vrchné časti dachsteinských vápencov strácajú cyklickosť a prechádzajú do pár metrov hrubých sivých biodetritických vápencov s brachiopodami rétu, ktoré sa označujú ako vápence Gošťanovej (Michalík, 1977). Dachsteinské vápence sú najvyššie, niekoľko sto metrov hrubý člen triasového komplexu karbonátovej plošiny muránskeho príkrovu. Miestami sú dolomitizované.

Trias – jura

55 krinoidové a slienité vápence a vápence Gošťanovej (rét – lias)

Nad vápencami Gošťanovej rétskeho veku ležia tmavé slienité a krinoidové vápence, ktoré sú pravdepodobne spodnojurského veku. Vystupujú len na vrchole Gošťanovej vo forme malého synformného erózneho zvyšku.

TERCIÉR

Paleogén

Eocén – spodný oligocén

54 ílovce, pieskovce, konglomeráty

Staršie členy paleogénu Breznianskej kotliny, či už v sladkovodnom alebo morskom vývoji, vystupujú len pri Pohronskej Polhore. Južne od Brezna sú zachované a odkryté najmladšie členy horehronského paleogénneho cyklu. Ide o sladkovodnú piesčito-štrkovo-ílovitú litofáciu (Pulec, 1966). Pokiaľ sa dá v Breznianskej kotline sledovať báza tejto litofácie, piesčité a štrkové súvrstvie leží na svetlosivých íloch, ako vidno v pieskovňach za mostárňou a tesne pri Hrone. Mocnosť týchto ílov nepoznáme a ani tu nemôžeme sledovať ich vzťah k podložným ílovcom. Pozvoľný prechod ílovcov (morský vývoj) do pieskov postupným pribúdaním klastických sedimentov až úplným prechodom do pieskov, pieskovcov, prípadne brekciovo-konglomerátových hornín konštatuje napr. Krivý (1966) v odkryvoch za Hronom na ceste vedúcej z Brezna do Čierneho Balogu. Na niektorých miestach sa vyskytujú tenšie polohy uhoľných, tmavých až čiernych piesčitých ílov do 10 cm. V pieskovni za mostárňou sa našli dobre zachované listy tropickej a subtropickej flóry, ktorá podľa Sitára (1966) patrí

k spodnému oligocénu. Z tejto lokality určila Planderová (1966) oligocéno-miocénne spóry. V paleogénnom súvrství sú typické aj preplástky Mn rúd. Klastický materiál je tvorený prevažne svetlým, ale aj sivým kremeňom a úlomkami rozličných kryštalických bridlíc. Vápencové obliaki sa nezistili.

Neogén

Horniny bádensko-sarmatského vulkanizmu

Vulkanická aktivita bádensko-sarmatského veku bola viazaná na erupcie niekoľkých stratovulkánov. Na územie reprezentované touto mapou zasahujú okraje vulkánov Poľana a Javorie. Tieto dva vulkány sú detailne opísané už v publikovaných mapách a vysvetlivkách (Dublán et al., 1997; Konečný et al., 1998). Preto sme pre neovulkanity Javoria a Poľany zvolili prehľadnejšiu litostratigrafickú verziu stavby, ktorá je na účel tejto mapy výhodnejšia.

Iná situácia je v prípade reliktov neovulkanitov vystupujúcich v izolovaných ostrovoch vo veporiku. Tieto reliktory sa považujú za jeden vulkanicko-plutonický komplex, ktorého stratovulkanická povrchová časť je zachovaná len sporadicky. Subvulkanické intrúzie sú roztrúsené na plošne rozsiahlom území. V rámci distribúcie intrúzií centrálnu polohu zaujíma tisovecký intrúzívny komplex (mimo územia mapy), ktorý reprezentuje centrálnu vulkanickú zónu s prejavmi mineralizácie a hydrotermálnych premien. Tu sa predpokladá vulkanické prírodné centrum hypotetického stratovulkánu Tisovec. Intrúzívny komplex vulkánu je tvorený dioritom, kremenným dioritom a ojedinelými žilami dacitov. Najmladším členom intrúzívneho komplexu sú žily a pne granatických andezitov pri okraji dioritov. Všetky ostatné výskyty vulkanických hornín sú zahrnuté do tzv. „veporskej formácie“, v ktorej sa vyskytujú jednak horniny vulkanického plášťa (epiklastiká, pyroklastiká, andezitové prúdy), ako aj subvulkanické intrúzie (Burian et al., 1985). Za periférnu časť tisoveckého stratovulkánu môžeme považovať asi aj epiklastiká pokoradzského súvrstvia. Brekcie pyroklastických prúdov, ktoré tvoria súčasť profilu súvrstvia, však majú samostatné prírodné centrá v okolí Pokoradze (Lexa in Vass et al., 1986).

Báden

(Javorie: blýskavická formácia, starohutský komplex; reliktory neovulkanických hornín vo veporiku)

Bazálne vrstvy – vulkanický a neovulkanický materiál

53 tufitické pieskovce, ílovcy, pieskovce, piesky, konglomeráty s obliakmi andezitov a neovulkanických hornín

Bazálne súvrstvie v nesúvislom vývoji je prítomné pri východnom okraji neovulkanitov Javoria (svahy nad Tuhárskym potokom), kde dosahuje hrúbku

10–15 m. Reprezentujú ho v prevahe tufitické pieskovce až rozpadavé piesky, jemnozrnné až strednozrnné, výrazne zvrstvené. Charakteristický je vysoký obsah nevulkanických minerálov (najmä muskovitu). Vulkanickú zložku zastupuje najmä vo frakcii ťažkých minerálov hypersten a amfibol. Konglomerátový materiál je uložený v piesčito-ílovitom matrixe. V obliakovom materiáli sú okrem andezitov prítomné horniny mezozoika (kremence, vápence), kryštalínika (kryštalické bridlice, granitoidy) a paleozoika. Bazálne súvrstvie je uložené diskordantne na kryštalíniku alebo mezozoických komplexoch.

Podobná situácia je zistená aj v bazálnej časti súvrstvia Halnej hory sv. od Brezna, kde sa vyskytuje prerušovaný horizont konglomerátov s pieskovecami a ílovcami tvorenými nevulkanickým materiálom obliakov kryštalínika, ale sú prítomné aj epiklastické vulkanické pieskovce až drobné brekcie, ktorých zloženie zodpovedá autometamorfovaným andezitom a amfibolicko-pyroxenickým andezitom s akcesorickým granátom. Odkryvy tohto typu hornín sa vyskytujú v zárezoch cesty pod kótou Zrazy sv. od Čierneho Balogu.

Andezitové vulkanoklastiká

Epiklastiká

52 epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty biotiticko-amfibolicko-pyroxenických andezitov ± granát

Vyskytujú sa najmä v okolí Klenovského Vepra. Zrornosť brekcií a konglomerátov-brekcií je hrubá až drobnoulomkovitá, matrix hrubopiesčitý. Jednotlivé polohy sú hrubo zvrstvené, slabo vytriedené. Matrix tvorí 40–70 %. Miestami sú prítomné vložky hrubých pieskovcov. Tvar fragmentov je subangulárny až oválny. Ich veľkosť je variabilná – do 0,5 m, v priemere 1–10 cm. Vzhľadom na petrografické zloženie okrem amfibolicko-pyroxenických andezitov s akcesorickým granátom sú sporadicky prítomné aj pyroxenické andezity a obliaky kryštalínika. Piesčitý matrix obsahuje drobné úlomky pemzy.

51 epiklastické vulkanické konglomeráty

V komplexe Halnej hory hrubé epiklastické vulkanické konglomeráty tvoria šošovkovité polohy a horizonty. Vystupujú najmenej v troch horizontoch hrúbky 15–40 m. Jednotlivé polohy a šošovky v rámci horizontov majú rôzne zastúpenie matrixu a obliakov. Ich veľkosť v priemere kolíše medzi 10–20 cm, ale sú prítomné aj bloky veľkosti do 2 m. V horizontoch sa nachádzajú aj vložky drobných konglomerátov a hrubých netriedených pieskovcov. Tie sú súčasťou aj matrixu konglomerátov. Obliaky zastupujú amfibolicko-pyroxenické a pyroxenické andezity s prímiesou rozličných hornín kryštalínika.

Epiklastické vulkanické konglomeráty predstavujú aj charakteristickú fáciu periférnej vulkanickej zóny Javoria a sú rozšírené v oblasti prechodu vulkanického svahu do proluviálnej roviny, ktorá reprezentuje periférnu vulkanickú zónu. Hlavnú zložku tvorí balvanovitý materiál (60–80 %) priemernej veľkosti 25–50 cm, sporadicky do 1 m, dobre až dokonale opracovaný, triedený a uložený v subhorizontálnych polohách oddelených vložkami až polohami epiklastických vulkanických pieskocov a drobných konglomerátov. Konglomerátové polohy v hrúbke od niekoľko m do 15–25 m sú odkryté na východnom svahu k. 817, Bralce (z. od Tuhára).

50 epiklastické vulkanické brekcie-konglomeráty:

a) hrubé až blokové, b) stredné až hrubé, c) drobné

Epiklastické vulkanické brekcie-konglomeráty, hrubé až blokové, reprezentujú zmiešanú fáciu rozšírenú v oblasti stratovulkanického svahu a v oblasti periférnej vulkanickej zóny Javoria, kde spolu s konglomerátmi predstavujú najrozšírenejší faciálny typ. Okrem dobre až dokonale opracovaného materiálu s rozmermi 25–50 cm (až blokmi do 1 m a viac) sú prítomné fragmenty a bloky s nižším stupňom opracovanosti (subangulárne až suboválne), poukazujúce na masový transport (gravitačné prúdy, lahary a pod.). Matrix je hrubozrnný, piesčitý, s variabilným obsahom ílovitej zložky. Granulometrické triedenie v porovnaní s konglomerátmi je nižšie, zvrstvenie je hrubé, prípadne chýba. Fácia je rozšírená na v. oblasti Bralce – Husárová.

Epiklastické vulkanické brekcie-konglomeráty, stredné až hrubé, sa vyznačujú podobnými charakteristikami ako predchádzajúca fácia s rozmermi opracovaného až menej opracovaného materiálu prevažne 15–25 cm (ojedinele do 35–40 cm), piesčitým matrixom, nižším stupňom triedenia a zvrstvenia. Sú rozšírenou faciou j. od obce Kriváň, kde vystupujú v blízkosti podložia, a najmä v oblasti periférnej vulkanickej zóny (oblasť Stanová – Bralce).

Drobné epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty obsahujú polohy s fragmentmi veľkosti pod 10 cm, prítomné sú aj ojedinelé vložky s hrubším materiálom, ale aj vložky hrubých, zle vytriedených pieskocov.

49 epiklastické vulkanické brekcie: a) hrubé až blokové,

b) hrubé, c) drobné až hrubé, d) drobné brekcie až hrubé pieskovce

Epiklastické vulkanické brekcie, hrubé až blokové, sú rozšírené v stredných až vyšších úrovniach stratovulkanického svahu a prechádzajú do periférnej vulkanickej zóny, kde sú často laterálne vytriedené zmiešanou faciou hrubých až blokových brekcií-konglomerátov. Hlavnú zložku tvoria fragmenty veľké 25 až 50 cm, sporadicky bloky väčších rozmerov, do 1 m a viac, s nízkym stupňom

opracovania (bloky sú subangulárne až angulárne, zriedkavo suboválne). Matrix je hrubozrný, piesčitý. Triedenosť materiálu je nízka, zvrstvenie je hrubé, prípadne len nezreteľne naznačené. Litológia a textúry poukazujú na procesy rýchlej akumulácie (gravitačné osypy, sutiny a pod.) na stratovulkanickom svahu a pri jeho úpätí. Fácia je rozšírená na svahu doliny Tuhárskeho potoka a na svahu z. od Tuhára.

Stredné až hrubé brekcie vystupujú sporadicky južne od Podkriváňa a na svahoch z. od Tuhára). Fáciu tvorí úlomkovitý materiál prevažne vo frakcii 15 až 25 cm, ojedinele sú prítomné bloky väčších rozmerov (do 25–40 cm). Matrix je hrubozrný, piesčitý, stupeň triedenia je nízky, zvrstvenie hrubé, prípadne chýba. Fácia reprezentuje procesy rýchlej akumulácie materiálu, gravitačné prúdy.

Hrubé až drobné epiklastické vulkanické brekcie sú charakterizované slabým opracovaním fragmentov, nevýrazným zvrstvením a slabým triedením. Veľkosť fragmentov ojedinele dosahuje v priemere až niekoľko metrov. V podstate ide o striedanie polôh s rôznou veľkosťou fragmentov, od 1 do 100 cm.

Epiklastické drobné brekcie a hrubé netriedené pieskovce sa nachádzajú v pomerne nesúvislých polohách v rámci hrubších sedimentov. Predstavujú slabo vytriedené hrubozrné pieskovce, striedajúce sa s polohami drobných brekcií, ktoré obsahujú len ojedinelé väčšie fragmenty a obliaky. Zvrstvenie je nepravidelné, erozívne šošovkovité.

48 netriedené epiklastické vulkanické pieskovce:

a) s polohami redeponovaných tufov, b) s vložkami drobných brekcií a konglomerátov

Epiklastické netriedené pieskovce s polohami redeponovaných tufov sú zistené v spodnej časti komplexu Hájna hora vo svahu nad Čiernym Balogom. Je to súvrstvie lepšie vytriedených, stredno- až hrubozrných pieskovcov so šošovkami a polohami redeponovaných pemzových tufov. Prítomné sú aj polohy netriedených hrubých pieskovcov a vložky drobných brekcií a konglomerátov. Pemza sa vyskytuje v malom množstve aj ako prímes v pieskovcoch.

Epiklastické hrubé netriedené pieskovce s vložkami drobných brekcií a konglomerátov tvoria nesúvislé polohy a vložky v rámci hrubších variet. Jednotlivé polohy sa laterálne vyklíňujú. Zvrstvenie je nepravidelné, erozívno-šošovkovité až chaotické. Petrografické zloženie úlomkov vložiek brekcií a konglomerátov zodpovedá pyroxenicko-amfibolickým andezitom, prímes pemzy, svetlých napenených fragmentov a tmavých pórovitých a neporfyrických fragmentov zasa amfibolicko-pyroxenickým andezitom. V rámci celého súvrstvia v spodnej časti prevládajú andezity s amfibolom a vyššie pyroxenické andezity.

Pyroklastiká

47 brekcie pyroklastických prúdov

Pri východnom okraji regiónu Javorie sú uloženiny mohutného pyroklastického prúdu (resp. sukcesie viacerých prúdov) rozšírené na báze vulkanického komplexu a uložené diskordantne, bezprostredne na horninách predvulkanického podložja, kde vystupujú často v podobe izolovaných reliktov (sz. a jv. od Tuhára a z. od osady Píla). Relikty pyroklastického prúdu j. a jv. od Tuhára (Krivica – Kujánska – Skalica) predstavujú výplň paleodoliny smerujúcej na JV. Prúd v rámci paleodoliny zostupuje zhruba o 50–75 m nižšie v porovnaní s bázou neovulkanitov na z. svahu doliny Tuhárskeho potoka.

Brekciu tvoria prevažne fragmenty s rozmermi 5–30 cm, sporadicky bloky do 50 cm, vezikulovaného andezitu so subsférickým (zriedkavo so subangulárnym) obmedzením. Matrix je tufový, s vyšším obsahom drobných fragmentov. Je výrazne konsolidovaný, spekaný až homogenizovaný. Uloženie je chaotické. Hrúbka pyroklastického prúdu kolíše od niekoľko m do 30 až 50 m.

Brekcie pyroklastických prúdov v hrúbke 30–40 m sa nachádzajú aj jz. od Drábska. Brekcie sú zložené z fragmentov svetlého pórovitého biotiticko-amfibolicko-pyroxenického andezitu (60–80 % úlomkov), z fragmentov sklovitého andezitu rovnakého zloženia (5–10 %), angulárnych až suboválnych úlomkov kryštalinika (3–4 %) a ojedinelých úlomkov tmavých sedimentov obsahujúcich obliaky kremeňa. Matrix je mierne ružovkastý, čiastočne spekaný, s drobnými úlomkami napeneného andezitu a kryštaloklastov. Podľa charakteru fragmentov sa predpokladá pyroklastický prúd typu St. Vincent. Prítomnosť nevulkanických úlomkov je vysvetlená ich pohltením z podložja pri pohybe pyroklastického prúdu po báze údolia.

Intrúzie (vo veporiku)

46 biotiticko-amfibolicko-pyroxenické andezity s akcesorickým granátom

Tento typ intrúzie je zastúpený lakolitom, ktorý jz. od obce Michalová preniká horniny kryštalinika, a intruzívnymi prienkami izometrického až dajkového prierezu severne od kóty Rosypok. Plošné rozmery nepravidelného lakolitu sú asi 1 km². Tvorí ho masívny andezit s blokovou odlučnosťou, ktorý na kontakte s kryštalinikom miestami prechádza do brekcie. Andezit je čiastočne autometamorfovaný, stredno- až hruboporfyrický. Základná hmota je mikrolitická až felziticko-pilotaxitická, výrastlice sú zastúpené plagioklasmi, biotitami, amfibolmi, hyperstenmi a zriedkavými granátmi.

Spomínané intruzívne prieniky sa môžu chápať aj ako prírodné kanály dnes oderodovaných extruzívnych telies, o čom svedčí aj vnútorná stavba niektorých intrúzií, ktoré vo vrchnej časti indikujú prechod do vejárovitého roztvárania dajok, zatiaľ čo vnútorná časť intrúzií je masívna, bez vývoja fluidálnych textúr. Na kontakte je andezit brekciovitý a sklovitý, brekcie obsahujú aj bloky vytrhnutého kryštalinika.

45 autometamorfované amfibolické andezity, andezitové porfýry

Nachádzajú sa východne od Pohronskej Polhory (Kopačno) a v okolí Michalovej, mimo územia regiónu. Pri samote Kopačno intrúziu veľkosti 300 x 500 m tvorí masívny zelenkavý andezit blokovej až doskovitej odlučnosti. Andezit má porfyrickú štruktúru s výrastlicami plagioklasov a ojedinelých opacitizovaných a chloritizovaných amfibolov. Na základe pilotaxitického až mikrohypidiomorfného vývoja základnej hmoty môžeme túto horninu nazvať aj andezitový porfýr. Na mapovanom území prítomnosť podobného andezitového porfýru predpokladáme v okolí osady Krátke, 2,5 km severne od kóty 1 077, Rozsypok.

Extrúzie (vo veporiku)

44 amfibolicko-pyroxenické andezity s akcesorickým granátom

Boli zmapované s. a sz. od Klenovského Vepra v pásme sv.-jz. smeru, ktoré pravdepodobne predstavuje relikť výplne paleoúdolia. Extruzívne telesá malých rozmerov, ktoré sa tu vyskytujú, majú typický charakter vnútornej stavby. V spodnej časti ich tvorí brekciovito sa rozpadajúci andezit, ktorý vyššie prechádza do hruboblokovej extruzívnej brekcie s veľkosťou blokov pod 1 m, chaoticky zmiešaných s detritickým matrixom.

Brekciovitý andezit je sivej farby, stredno- až hruboporfyrický, s výrastlicami plagioklasov, amfibolov, hyperstenov a akcesorického granátu. Základná hmota je pilotaxitická až hyalopilitická.

Lávové prúdy a lávové brekcie

43 biotiticko-amfibolicko-pyroxenický andezit s akcesorickým granátom

Nachádza sa na báze súvrstvia Hájnej hory v hrúbke do 50 m a dĺžke 1 km. Andezit je väčšinou masívny, vrchnú časť prúdu tvorí zbrekciovený andezit s blokovo odlučnosťou. Andezit má porfyrickú štruktúru, je prítomné aj vulkanické sklo. Farba horniny je svetlosivá.

42 amfibolicko-hyperstenicko-augitický andezit

Reprezentuje ho lávový prúd v s. časti územia v oblasti chrbta z. nad dolinou Krivánskeho potoka. Lávový prúd je otvorený kameňolomom. Andezit je sivo-modrý, s výraznou doskovitou odlučnosťou subhorizontálneho priebehu.

41 a) pyroxenický andezit (augiticko-hyperstenický), b) pyroxenický andezit, nešpecifikovaný

Lávové prúdy pyroxenického andezitu sa vyskytujú v jz. časti regiónu (Budínske lazy). Tvorí ich drobnoporfyrický, sčasti sklovitý sivočierny až čierny andezit s doskovitou odlučnosťou podľa laminačných plôch.

Aj vrchol Klenovského Vepra buduje relikť lávového prúdu pyroxenického andezitu s výraznou doskovitou odlučnosťou – lamináciou. Na báze ho tvorí lávová brekcia v hrúbke do 5 m. V strednej časti prúdu je odlučnosť doštičkovitá, zatiaľ čo vrchná časť prúdu má blokovú a stĺpcovú odlučnosť. Priemerný smer sklonu laminácie 5–10° na západ indikuje vulkanické efuzívne centrum pravdepodobne východným smerom. Andezit je tmavosivej farby a pomerne jemnozrnný.

Nešpecifikovaný pyroxenický andezit (b) reprezentuje lávové prúdy pyroxenického andezitu, identifikované v priebehu terénneho mapovania (bez bližšej petrografickej špecifikácie).

Sarmat

Poľana: formácia Veľká Detva, formácia Abčina, formácia Strelníky, formácia Šutovka; Javorie: javorská formácia

Stratovulkán Poľana

Priebeh spodnej hranice vulkánu naznačuje pôvodne peneplenizovaný povrch pred-vulkanického podložía s jeho úklonom južným smerom. Celková hrúbka uloženín vulkánu na mapovanom území medzi kótou 1 457,7 (Poľana) a východnou hranicou s veporikom (vo výške asi 900 m) je 550–600 m.

Geologická stavba stratovulkánu je charakterizovaná niekoľkými litostratigrafickými jednotkami. Tieto jednotky sú charakterizované podrobne v rámci regiónu Poľana. Tu uvádzame, najmä kvôli stratigrafickému zaradeniu, aspoň ich prehľad.

Spodný sarmat (spodná časť)

Formácia Šutovka – člen Lvoze (horniny andezitového zloženia)

Do tejto formácie – člena Lvoze – sú zahrnuté všetky vulkanické horniny strato-vulkanickej stavby nachádzajúce sa v podloží formácie Strelníky. Erupčné centrá sa

predpokladajú v oblasti súčasnej erozívnej kaldery Kyslinky (Dublan et al., 1997). Horniny člena Lvoze sa na povrchu vyskytujú len vo forme niekoľkých andezitových prúdov pri Detve, ďalšia časť profilu je pochovaná pod mladšími jednotkami.

Spodný sarmat (vrchná časť)

Formácia Strelníky – člen Bečov (horniny ryodacitového zloženia)

Formáciu Strelníky definoval Dublan (1976). Jej vznik je výsledkom aktivity ryodacitových erupcií stratovulkánu Poľana. Centrum aktivity sa nachádza v kaldere Kyslinky. Formáciu tvoria dva členy. Člen Bečov zastupujú explozívne uloženiny plíniovských erupcií tufov rôznej zrnitosti a produkty ich redepozície uložené na svahoch a periférnej zóne stratovulkánu. Hrúbka člena je veľmi rozdielna, 0–150 m. Často sú pochované pod mladšími horninami. Nevyskytujú sa v kaldere. Ďalšou jednotkou je člen Bobrovo, vyvinutý v kaldere Kyslinky. Je zložený z ryodacitových extrúzií, prúdov, explozívnych brekcií aj piesčitých tufov freatomagmatických a freatických explózií hrúbky asi 700 m. Vyskytujú sa mimo územia reprezentovaného touto mapou.

Spodný až stredný sarmat (rozhranie)

Formácia Abčina – člen Hučava

Buduje spodnú časť vrchnej stavby stratovulkánu Poľana. Člen Hučava je zložený najmä z epiklastík, menej pyroklastík a lávových prúdov andezitov.

Je významným stavebným prvkom stratovulkánu. Vyskytuje sa na jeho svahu, erozívne odkrytý v podloží lávových prúdov formácie Veľká Detva. Zasahuje aj do periférnej zóny, kde v nadloží ryodacitovej formácie Strelníky je zachovaný len v nesúvislých ojedinelých reliktoch na vrcholoch hrebeňov, východne od Detvy v detvianskej depresii a Detvianskom predhori.

Stredný sarmat (spodná časť)

Formácia Veľká Detva – člen Kopa

Tvorí vrchnú časť vrchnej stavby stratovulkánu Poľana, ktorá vznikla v hraniciach 12,35–12,63 mil. rokov, v spodnej časti stredného sarmatu. Formácia je zložená z dvoch členov: člen Šafranička (intruzívny komplex hornín v centrálnej vulkanickej zóne, mimo mapovaného územia) a člen Kopa (lávové prúdy andezitov), z ktorého na územie zasahuje len malá časť, niekoľko km². Lávové prúdy sú periklinálne distribuované na svahu pôvodného vulkánu, z ktorého v súčasnom erozívnom zreze sa zachovala len malá časť. Bazálna časť člena Kopa sa na mapovanom území vyskytuje vo výške približne 800 až 1 000 m. Lávové prúdy sú sprevádzané lávovými brekciami hrúbky niekoľko metrov až 10 metrov, červenkavej farby. Prevládajú blokové variety, sú však známe aj drobnouložkovité.

Stratovulkán Javorie

Do západného okraja mapovaného územia zasahujú produkty stratovulkánu Javoria. Uloženie vulkanických produktov sa uskutočnilo na členitom povrchu starších denudo-

vaných hornín v terestrickom až terestricko-fluviálnom prostredí. Lávové prúdy a vulkanoklastiká javorskej formácie tvoria výplne paleodolín na povrchu staršej stratovulkanickej stavby, orientovaných prevažne v smere na JV (relikt prúdu Stanová – Bralce).

Andezitové vulkanoklastiká

Komplex efuzívno-explozívnych hornín a epiklastík (nečlenené)

40 súvrstvie aglomerátov, brekcií, pyroklastických prúdov, andezitových prúdov a epiklastík (len v reze)

Tieto horniny formácie Šutovka, člen Lvoze, ktoré nevystupujú na povrch, sa nachádzajú v periférnej vulkanickej zóne v tektonicky poklesnutom bloku v okolí Detvy. Podľa vrtu D-1 hrúbka pochovaného komplexu je 147,5 m. Tento komplex v hĺbke 213 m leží bezprostredne na granitoidoch veporického kryštalinika. Nadložie komplexu vo vrte tvorí 65,5 m hrubé súvrstvie ryodacitových vulkanoklastík formácie Strelníky – člen Bečov.

Vrchnú časť profilu člena Lvoze podľa vrtu D-1 (Dublan in Konečný a Dublan, 1975) v hrúbke asi 22 m budujú lávové prúdy andezitov. Nižšie je asi 12 m hrubá vrstva redeponovaného tufu s úlomkami andezitu a pemzy. Nasleduje asi 18 m poloha chaotickej brekcie pyroklastického prúdu v podloží s redeponovanou vulkanickou brekciou (12 m), nižšie je 7 m hrubý prúd amfibolického andezitu a 16 m hrubá lávová brekcia. Najspodnejšiu časť súvrstvia až po hranicu s granodioritmi kryštalinika zastupujú epiklastické brekcie až konglomeráty, pieskovce a redeponované tufy celkovej hrúbky asi 60 m.

Ryodacitové vulkanoklastiká

Redeponované ryodacitové tufy a epiklastiká

39 a) lahary pemzových tufov

Boli identifikované asi 2 km sv. od Detvy, kde sa nachádzajú v nadloží ryodacitovo-andezitových epiklastík. Lahar má formu pretiahnutej šošovky hrúbky asi 15 m. Tvorí ho tufovo-piesčítý materiál s úlomkami ryodacitov, andezitov, úlomkov siltovcových redeponovaných tufov a opracovaných andezitových blokov. Charakteristické je chaotické zvrstvenie a zlé triedenie úlomkov. Miestami sa pozorujú stopy po flóre. Vznik lahara bol iniciovaný vodnými zrážkami a následnou stratou stability uloženín na svahu vulkánu, ich masovým zosuvom vo forme úlomkovito-piesčitej lavíny a uložením v prostredí lokálnej depresie v okolí Detvy.

b) ryodacitovo-andezitové epiklastické pieskovce, brekcie-konglomeráty

Vyskytujú sa v Detvianskej kotline na viac-menej súvislom území v smere S–J dĺžky 6 km a v smere V–Z asi 2 km. Pri severnom ohraničení ryodacitovo-andezitové klastiká sú úplne prekryté svahom stratovulkánu. Sú uložené buď priamo na veporickej podloží – granodioritoch, alebo na formácii Šútovka. V podstate je to súbor epiklastík reprezentovaný mnohonásobným striedaním vrstiev rôznej zrnitosti od siltovcov a pieskovcov až po epiklastické brekcie až konglomeráty. V úlomkoch prevládajú ryodacity s fluidálnou textúrou sivej až červenej farby. Prítomný je aj ryodacitový perlit, menšie zastúpenie má pyroxenický andezit a pyroxenicko-amfibolický andezit. Sedimentácia týchto hornín bola prerušovaná vložkami pemzových tufov, čo poukazuje na synchronnú explozivitu vulkánu. Hrúbka súvrstvia je asi 50–65 m.

Pyroklastiká

38 a) tufy pyroklastických prúdov

Relikt ryodacitového pyroklastického prúdu sa nachádza v nadloží epiklastického súvrstvia sv. od Detvy na kóte 539,6. Je v ňom založený opustený lom.

Makroskopicky je farba tufu ružovkastá alebo svetlosivá. Je rozpadavý, pretože ho tvorí tufový matrix zložený z úlomkov skla, pemzy a kryštaloklastov plagioklasu, biotitu, kremeňa a ojedinelého granátu. Litoklasty tvoria menej ako 10 % objemu, ojedinele majú veľkosť až 10 cm. Patria k rozličným horninám – prevláda ryodacit, menej sú zastúpené obliaky andezitov, epiklastických pieskovcov (ktoré boli pohltené počas transportu) a úlomky kryštalických bridlíc. Nepozoruje sa zvrstvenie ani granulometrické triedenie materiálu.

V spodnej časti odkryvu sa nachádzajú časti vetiev a kmeňov stromov orientovaných v smere SV–JZ, čo naznačuje smer pohybu pyroklastického prúdu od centra na JZ. Kmene a úlomky drier sú silicifikované. Miestami v tufe pozorujeme trubičky, v ktorých bol vystupujúcimi plynmi a parami vyfúkaný jemnozrnnejší materiál. Okolie týchto trubičiek je limonitizované, so zelenými povlakmi. Ich prítomnosť poukazuje na to, že materiál bol uložený v horúcom stave v močiarnom prostredí pod svahom vulkánu Poľana (Dublan in Konečný a Dublan, 1975).

b) pemzové tufy

Na povrch vystupujú pri severnom okraji obce Detva, pod kótou Kalvária. Pemzové tufy sú tvorené úlomkami pemzy veľkosti do 3 cm, andezitu a kryštalických bridlíc. Prítomnosť fosilizovaných častí dreva, rastlinného detritu

a listov poukazuje na to, že explozívny materiál bol čiastočne preplavený a uložený v plytkom sladkovodnom prostredí. Tuf je zložený najmä z jemnozrnných úlomkov premeneného vulkanického skla a kryštaloklastov plagioklasu, biotitu, kremeňa a granátu.

Andezitové vulkanoklastiká

Epiklastiká

- 37 epiklastické vulkanické pieskovce, brekcie-konglomeráty a konglomeráty: a) pieskovce, b) brekcie-konglomeráty, hrubé, c) brekcie-konglomeráty, stredné, d) brekcie-konglomeráty, drobné, e) konglomeráty**

Epiklastické konglomeráty a pieskovce sa nachádzajú zväčša vo forme šošoviek a vrstiev hrúbky niekoľko metrov, len ojedinele viac, medzi hrubozrnnjšími typmi epiklastík. Formujú sa skôr na úpätí stratovulkánu a v periférnej zóne, kde sa striedajú s epiklastickými brekciami. Môžu sa vyskytovať v rôznych výškach profilu formácie Abčina. Úlomkovitý materiál je andezitový, podobného zloženia ako pri iných klastikách.

Hruboúlomkovitá až bloková zrnitosť epiklastík prevláda vo všetkých profiloch svahu vulkánu. Strednoúlomkovité epiklastiká sú zriedkavé a tvoria len prechod medzi dvoma krajnými varietami. Veľkosť úlomkov je v rozmedzí 15 až 200 cm. Obsah úlomkov je variabilný aj v rámci jedného telesa. Petrografické zloženie je rovnaké ako v prípade drobnoulomkovitých epiklastík. Tieto horniny vznikli väčšinou prostredníctvom úlomkotokov masovým transportom úlomkov a piesku po svahoch vulkánu. Hrúbka vrstiev je meter až desiatky metrov. Hrubé až blokové epiklastické vulkanické brekcie sú rozšírené na jv. svahu stratovulkánu v podloží lávových prúdov (Bralce, k. 817) západne od Tuhára (sú jediným zástupcom sarmatských vulkanitov Javoria na mapovanom území). Hlavnú zložku tvoria fragmenty až bloky priemernej veľkosti 20–40 cm, sporadicky bloky do 0,8 m až 1,5 m, ojedinele viac. Stupeň opracovania je nízky, prevládajú subangulárne až angulárne bloky nad oválnymi. Matrix je hrubozrnný, piesčitý, triedenie je nízke, zvrstvenie hrubé až nezreteľné. Časté sú nepravidelné vločky až polohy pieskocov, ktoré umožňujú oddeliť uvedený typ brekcií od typických laharov.

Stredné epiklastické vulkanické brekcie-konglomeráty reprezentujú fáciu so zmiešaným materiálom (subangulárne, suboválné až oválne bloky) priemernej veľkosti 5–30 cm (ojedinele do 50 cm). Fácia v podobe denudačného reliktu vystupuje pri západnom okraji územia (východne od Budínskych lazov). Drobnozrnné variety sú zastúpené najmä v detvianskej depresii.

Redeponované pyroklastiká

36 redeponované tufy a aglomeráty: a) lapilové tufy, b) aglomeráty

Redeponované lapilové tufy sú zriedkavé. Vytvárajú vrstvy hrubé do 15 m. Sú zložené z podporného tufovo-úlomkovitého matrixu a úlomkov amfibolicko-pyroxenických andezitov veľkosti do 5 cm.

Redeponované aglomeráty vznikli premiestnením materiálu vulkanických erupcií. Reprezentujú ich aglomeráty rôznej zrnitosti s rôznym pomerom matrixu a úlomkov. Zloženie úlomkov je variabilné (zastúpenie rozličných petrografických typov andezitu sa mení). Matrix, na rozdiel od epiklastík, je tufový. Tieto typy hornín sú zistené na južnom svahu stratovulkánu Poľana blízko hranice s nadložnými andezitovými prúdmi formácie Veľká Detva. Hrúbka vrstiev je do 30–40 m.

Pyroklastiká

35 brekcie pyroklastických prúdov

Na území Detvianskej kotliny sv. od Detvy v nadloží formácie Strelníky je erozívny relikť nadložných hornín formácie Abčina – člen Hučava, ktorý zaradujeme medzi pyroklastické prúdy. Pre túto brekciu a iné brekcie pyroklastických prúdov je charakteristická intenzívna solidifikácia až spekanie horúceho vulkanického materiálu a dezintegrácia väčších blokov pred uložením a čiastočne aj po uložení, petrografická homogenita a chaotická distribúcia úlomkov, ktoré často majú usmernené porfyrické výrastlice. Genéza pyroklastického prúdu je spojená s formovaním a deštrukciou vulkanických dómov v centrálnej vulkanickej zóne.

Lávové prúdy a lávové brekcie

34 pyroxenický andezit, nešpecifikovaný

Andezit je drobno- až strednoporfyrický, sivočierny, s doskovitou odlučnosťou. Tvorí relikty lávových prúdov v oblasti Javor a Svätošovo severne od Budinej.

33 amfibolicko-augiticko-hyperstenický andezit

Na južnom svahu Poľany severne od osady Skliarovo na podložných epiklastikách formácie Abčina sa nachádza niekoľko prúdov uvedeného zloženia,

sprevádzaných najmä bazálnymi lávovými brekciami, ktoré určujú hranice rozličných lávových prúdov uložených nad sebou. Hrúbka prúdov je 40–80 m. Prúdy majú často strmú doskovitú lamináciu a vytvárajú skalné steny a bralá. Andezity sú čiernosivej farby, porfyrickej strednozrnej štruktúry. Základná hmota býva pilotaxitická, skrytokryštalická a mikrolitická. Táto petrografická varieta lávových prúdov sa vyskytuje aj južne od Detvy, kde na povrch vychádzajú z podložia vulkanoklastík formácie Strelníky, člena Bečov.

32 augiticko-hyperstenický andezit s amfibolom

Tento typ andezitu v rámci vulkánu Poľana je zriedkavý (nachádza sa v nadloží predchádzajúceho typu severne od Skliarova), v rámci lávových prúdov Javoria je však rozšíreným typom. Okrem toho sa vyskytuje v reliktoch v nadloží strelníckej formácie v Detvianskej kotline. Hrúbka prúdov je menej ako 10 m. V okolí osady Majerovo je prúd v nadloží pyroklastického prúdu a v podloží epiklastických brekcií. Andezity sú tu silno zvetrané, špinavo tmavosivej farby, strednozrnné, porfyrické.

31 hyperstenický andezit s augitom a amfibolom

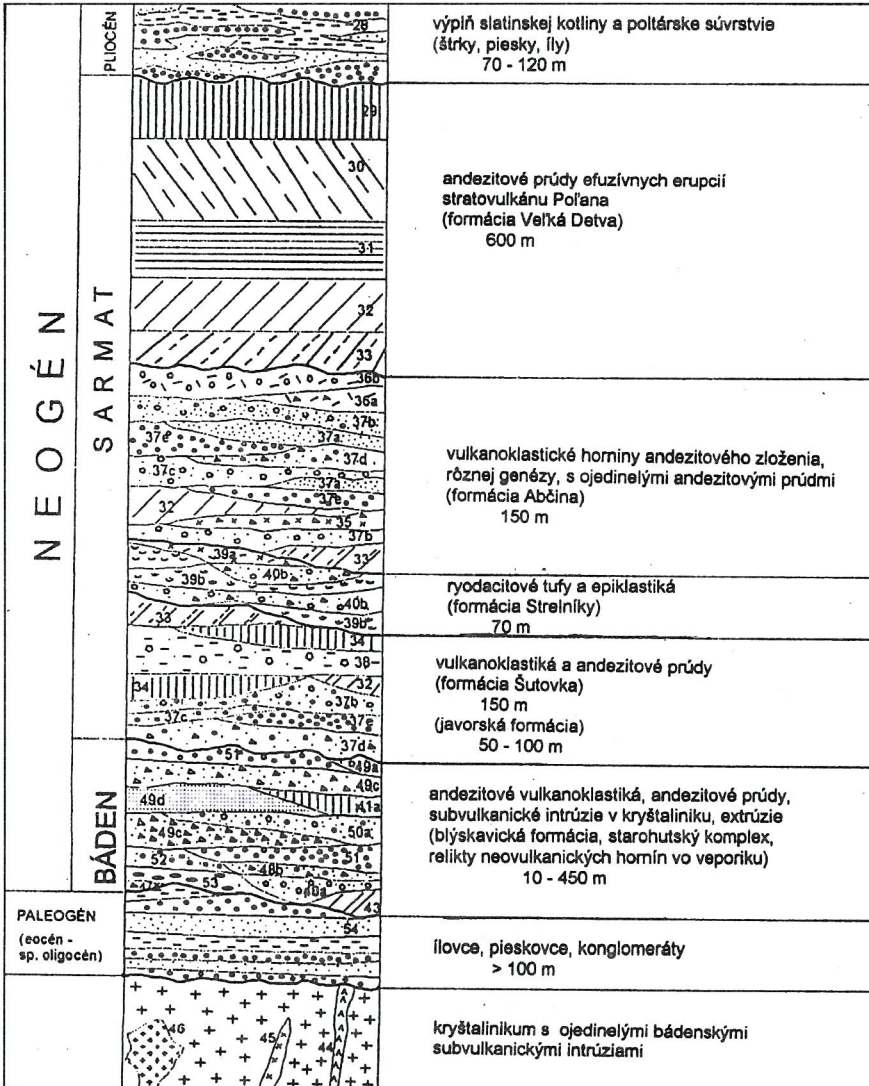
Vyskytuje sa na kótach Uhliská a Kozí chrbát, kde dosahuje hrúbku až 100 m. Andezit má typickú doskovitú lamináciu, niekedy stĺpcovitú odlučnosť. Na svahoch vytvára mohutné skalné steny a kulisy s výškou až 50 m. Cez tento typ andezitového prúdu padá vodopád Bystré južne od Prednej Poľany. Andezit je porfyrický, strednozrnný, čiernosivej farby. V zložení okrem základnej hmoty prevláda plagioklas, prítomný je aj hypersten, augit a amfibol.

30 amfibolicko-hyperstenický andezit a augitom

Je zistený v podloží pyroxenických andezitov južne od Poľany a pokračuje aj na svahy erozívnej kaldery Kyslínky. Andezit má doskovitú lamináciu a stĺpcovitú odlučnosť, je tmavosivej farby, porfyrickej štruktúry, základná hmota je mikroliticko-skrytokryštalická, amfibol je obvykle silno opacitizovaný. Hrúbka na niektorých miestach prekračuje 100 m.

29 augiticko-hyperstenický andezit

Patrí k najrozšírenejším petrografickým typom. Je najmladším sukcesívnym členom sekvencie lávových prúdov Poľany. Buduje eleváciu kóty Poľana a pruh od Prednej Poľany až po kótu Kopa v dĺžke asi 4 km.



Litostratigrafická kolónka terciéru. Zostavil: L. Dublan, 1998.

Lávové prúdy tmavosivých až čiernosivých andezitov vytvorili akumulácie, ktoré miestami presahujú hrúbku 200–250 m. Na svahoch vytvárajú veľké skalné steny so stĺpcovitou odlučnosťou a doskovitou lamináciou, v prípade hrubých prúdov s prechodom do blokovej odlučnosti. Na báze a povrchu prúdu je pravidelne prítomná lávová brekcia.

Miocén

28 poltárske súvrstvie: štrky, piesky, íly (pont)

Poltárske súvrstvie pontského veku je rozšírené v severnej časti Lučenskej kotliny. Zmeny hrúbky súvrstvia od 100 m po niekoľko metrov sú zapríčinené eróziou. V súvrství boli odlišené dve fácie – riečna, ktorá je prevládajúca, a jazerná. Na území regiónu sa vyskytuje len riečna, tvorená štrkami, pieskami a ílmi. Častý je korytový tvar výplne a gradačné zvrstvenie.

Štrky majú spravidla polymiktné zloženie. Pozostávajú z obliakov najmä kremeňa, kremencov, fylitov, bridlíc, granitov, čadičov a andezitov. Stupeň opracovania obliakov klesá smerom na S, t. j. k zdrojovým oblastiam. Íly a piesky väčšinou netvoria prirodzené odkryvy. Štrky sa trúsia po svahoch a po oráčiine a v teréne sú často jediným indikátorom prítomnosti poltárskeho súvrstvia. Íly tvoria významnú zložku poltárskeho súvrstvia. Sú pestrofarebné, nevápnité, plastické. Miestami sa v nich nachádzajú zuhoľnatené úlomky rastlín. Piesky tvoria polohy hrubé 1 m až niekoľko metrov. Sú to piesky kremité, s prímесou zrn živca a sludy. Niektoré polohy sú ílovité, miestami obsahujú obliaky kremeňa.

KVARTÉR

V regióne Slovenské rudohorie – západná časť – sú vyčlenené nasledujúce genetické typy kvartérnych sedimentov: fluviálne, proluviálne, eolické a eolicko-deluviálne, deluviálne, eluviálne a organogénne.

Plošne dominujú eluviálne, eluviálno-deluviálne a deluviálne sedimenty vyvinuté na granitoidných komplexoch. Granitoidy sú do značnej hĺbky postihnuté procesmi predkvartérneho a kvartérneho zvetrávania, ale zachovávajú textúrne znaky podložných hornín. Preto sú na geologickej mape uprednostnené pred eluviálnymi sedimentmi. Na vyrovnaných plošinách neovulkanitov sa miestami zachovala aj kôra zvetrávania vulkanoklastík.

Súvislejšie a hrubšie pokryvy tvoria kvartérne sedimenty najmä v rozšírených a sútokových častiach dolín Rimavy, Ipl'a, Hrona, Slatiny a ich väčších prítokov, kde tvoria stratigraficky úplnejší, stupňovitý systém terás a terasovaných náplavových kužel'ov s pokryvmi spraší a sprašových hĺn.

Na základe širších korelačných vzťahov kvartérnych sedimentov s priliehacími kotlinami a na základe morfolologickej pozície kvartérne sedimenty na území regiónu začleňujeme do spodného, stredného a vrchného pleistocénu a holocénu.

Pleistocén

Spodný pleistocén

Sedimenty spodného pleistocénu sú zastúpené predovšetkým fluviálnymi a proluviálnymi súvrstviami terás a terasovaných kužeľov, ktoré sa zachovali v dolinách riek, najmä v ich sútokových častiach, a zaberajú pozíčne najvyššie časti dolín.

Okrem fluviálnych a proluviálnych sedimentov v podloží sprašových hĺn a spraší najmä na styku Slovenského rudohoria s Lučenskou a Rimavskou kotlinou sa na poltárskom súvrství sporadicky zachovali najstaršie pleistocénne eluviálne a deluviálne súvrstvia, ktoré sú zastúpené silno rubifikovanými fosílnymi pôdami.

Fosílné pôdy výraznejšie vystupujú na hlinisku východne od obce Breznička v okolí Poltára a vyznačujú sa prevládajúcim červeným až červenohnedým sfarbením. Sú to prevažne ílovité hliny s polyedrickým rozpadom, v spodnej časti profilu sú značne preplavené, s prítomnosťou zvetraných úlomkov kremencov, fylitov a kremeňa. Na uvedených lokalitách sú miestami charakteristické členitejšími profilmi pravdepodobne so stratigrafickým rozptátim od vrchného pliocénu, od tegelenu po kromer.

Donau

27 fluviálne (proluviálne) sedimenty: štrky a rezíduá štrkov najvyšších terás

V sútokových častiach Rimavy a Rimavice pri Rimavskej Bani, východne od Tisovca, menej v doline Ipľa a Krivánskeho potoka, sa sporadicky zachovali zvyšky akumulácií štrkov najvyšších terás (terasovaných kužeľov) najstaršieho pleistocénu. Podobné výskyty sú zaznamenané aj v doline Hrona, najmä Čierneho Hrona (Halouzka in Hraško et al., 1987; Klinec et al., 1989), ich stratigrafické postavenie však nie je jednoznačné.

Rezíduá sedimentov najstaršieho pleistocénu v centrálnej časti regiónu vystupujú v dvoch úrovniach: v relatívnej výške 130–150 m a mladšia úroveň v relatívnej výške cca 100 m nad nivami tokov. V južnej časti územia na styku s kotlinami južného Slovenska v dôsledku konvergencie terasového systému vystupujú v relatívnej výške okolo 100 m.

Štrkové akumulácie najvyššej terasy sú zastúpené silno zvetranými, miestami patinovanými štrkami, zloženými najmä z rezistentných polo- až dobre opracovaných obliakov kremeňa a kremenca. V severnej časti územia, najmä v doline Hrona, sú zastúpené stredno- až hrubozrnnými štrkami. Petrografické zloženie:

okrem rezistentných obliakov sú prítomné kryštalické bridlice, zriedkavo melafýry, ojedinele aj vápence.

Na základe morfolologickej pozície a širších korelačných vzťahov, najmä s územím Rimavskej a Lučenskej kotliny, kde stratigrafické postavenie bolo stanovené na základe rádiometrického veku nadložných bazaltov (Pristaš in Vass a Elečko et al., 1992), akumulácie štrkov zaraďujeme do obdobia spodného pleistocénu – donau.

Günz

26 proluviálne sedimenty: hlinité štrky a rezíduá štrkov náplavových kužeľov

V dolinách hlavných tokov širší rozsah majú štrkové akumulácie spodnejších úrovní mladšieho obdobia spodného pleistocénu vystupujúce v rovnakej morfolologickej pozícii v relatívnej výške cca 100 m a sú zastúpené proluviálnymi a fluviaálnymi sedimentmi najvyšších terasovaných kužeľov a terás.

Proluviálne sedimenty tvoria výplň rozšírených úsekov dolín v okolí Klenovca, Rimavskej Bane a Kokavy nad Rimavicou a na ľavom brehu Hrona, južne od Brezna. Tvoria ploché, plošne rozsiahle telesá náplavových kužeľov, tvorené prevažne hrubými až balvanovitými obliakmi a poloopracovanými blokmi zloženými najmä z rezistentných, silno zvetraných obliakov kremencov a kremeňa. V doline Hrona sú prítomné aj obliaky a bloky vulkanoklastík, najmä andezitov. Obliakový materiál je značne zahlinený, len občas piesčitejší. V nadloží súvrstvia sú sporadicky (v okolí Rimavskej Bane) zachované zvyšky nadložných červenohnedých ílovitých hlien, ktoré pravdepodobne reprezentujú reliktné (fosilne) pôdy kromerského interglaciálu. Hrúbka proluviálnych sedimentov miestami dosahuje 6–7 m.

Na základe morfolologickej pozície, korelačných vzťahov a výskytov spomínaných fosilných pôd proluviálne sedimenty začleňujeme do mladšieho obdobia spodného pleistocénu – gúnzu.

25 fluviaálne sedimenty: štrky a rezíduá štrkov najvyšších terás

V morfologicky podobnej výškovej pozícii ako proluviálne sedimenty náplavových kužeľov v dolinách väčších tokov sa zachovali fluviaálne sedimenty mladšieho obdobia spodného pleistocénu. Vzhľadom na izolované výskyt uvedeníých sedimentov je dosť ťažké spresniť ich detailnejšie stratigrafické väzby a občas aj genézu. Na rozdiel od proluviálnych sedimentov, ktoré sú rozšírené len v ústiach bočných prítokov, fluviaálne sedimenty majú väčší rozsah a vystupujú striedavo na oboch brehoch tokov.

Fluviálne akumulácie terasy sú zastúpené prevažne hrubými, viac opracovanými obliakmi a zahlinenými a piesčitými štrkami. V petrografickom zložení materiálu terasy dominujú rezistentnejšie obliaky kremeňa, kremenca, granitoidy a v doline Hrona aj andezity a vápence. Ich hrúbka sa pohybuje od rezíduí až do 1–2 m. Na základe uvedených kritérií, charakteristických pre proluviálne sedimenty, ich stratigraficky začleňujeme do obdobia günzu.

Stredný pleistocén (staršia časť)

V dolinách riek v študovanom území postupne väčší rozsah nadobúdajú proluviálne a fluviálne sedimenty stredného pleistocénu, morfológicky vystupujúce v troch hlavných terasových úrovniach.

Mindel

Proluviálne sedimenty

24 hlinité štrky náplavových kužel'ov;

23 hlinité štrky náplavových kužel'ov s pokryvom sprašových hĺn

Pre staršie obdobie stredného pleistocénu (mindel) sú charakteristické rozsiahlejšie náplavové kužele zachované v rozšírených kotlinových úsekoch dolín a v ústí väčších prítokov, vystupujúce v relatívnej výške 60–80 m. Zvlášť zreteľne sú zachované najmä v čiastkovej Divínskej kotline, v rozšírenom úseku doliny Rimavice v okolí Kokavy nad Rimavicou, sporadicky v doline Rimavy a Hrona. Náplavové kužele majú morfológicky zreteľný tvar, s postupným spádom povrchu smerom k hlavným tokom. Náplavové kužele sú tvorené zvetranými zahlinenými piesčitými štrkami, miestami až pieskoštrkami. Petrografické zloženie materiálu je značne menlivé a závisí od znosovej oblasti. Dominujú v ňom poloopracované obliaky kremeňa, kremenca a granitoidov. Prítomné sú aj ruly, svory, kremité pieskovce, ojedinele vápence a andezity. Materiál je málo vytriedený až chaotický. Maximálna hrúbka je 7–8 m.

V nadloží proluviálnych štrkov, najmä v Divínskej kotline, na povrchu proluviálnych štrkov vystupujú tmavohnedé (miestami značne preplavené), hnedé až tehlovočervené prachovito-piesčité až ílovité hliny – fosílné (reliktné) rubifikované pôdy mindelsko-risského interglaciálu. Na základe typológie uvedených pôd proluviálne štrky začleňujeme do obdobia mindelského glaciálu.

Fluviálne sedimenty

- 22 **hlinité štrky a štrky vyššej strednej terasy;**
- 21 **hlinité štrky vyššej strednej terasy s pokryvom sprašových hlín**

Fluviálne sedimenty mindelskej terasy tvoria výraznejšie pásy zarovnaných plošín medzi terasami spodného pleistocénu a mladšieho obdobia stredného pleistocénu, ktoré sa postupne hlboko vклиňujú do pohoria. Vystupujú v relatívnej výške 30–40 m nad nivami tokov, báza terasy vystupuje cca 20 m nad nivou tokov. Na báze terasy sú sivé a sivohnedé piesčité a zahlinené zvetrané štrky. Obliakový materiál je opracovaný, zložený z obliakov kremeňa a kremenca, ojedinele sú prítomné žulové bloky a väčšie obliaky. Okrem toho sú prítomné ruly, svory, arkózy, ojedinele aj andezity. Hrúbka súvrstvia sa pohybuje od 2 do 6 m.

Nadložie štrkov terasy tvoria povodňové hliny, sprašové hliny a miestami proluviálne (najmä mladé ronové) sedimenty. V sprašovom pokryve na povodňových hlinách sa miestami vyskytuje rubifikovaná červenohnedá fosilná pôda mindelsko-risského interglaciálu, na základe čoho fluviálne sedimenty terasy zaraďujeme do obdobia mindelu.

Stredný pleistocén (mladšia časť)

Pod mindelskými terasami Ipľa a jeho prítokov Suchej a Krivánskeho potoka a miestami aj v doline Hrona sa výraznejšie zachovali dve terasy a sporadicky sa vyskytujú súveké náplavové kužele.

Prvá, staršia úroveň sa nachádza v relatívnej výške 20–25 m. Širší priestor medzi staršou risskou terasou a nivou, prípadne risskou terasou, zaberá hlavná risská terasa s povrchom 10–16 m nad riečnymi nivami tokov.

Riss

Fluviálne sedimenty

- 20 **hlinité a piesčité štrky strednej terasy;**
- 19 **hlinité a piesčité štrky strednej terasy s pokryvom spraš a sprašových hlín**

Vyšší stupeň strednej terasy – starší riss (preriss?) – tvorí len úzky, postupne sa vyклиňujúci pás v okolí Poltára. Výraznejšie je vyvinutý v centrálnej časti – v Lučenskej a Rimavskej kotline. Občas sa útržkovite vyskytuje v doline Hrona. Terasa má dobre vyvinutú hranu, pozdĺž ktorej vystupujú štrky korytovej fácie.

Na báze terasy, v relatívnej výške cca 17 m, vystupujú zahlinené, silno zvetrané žltohnedé, miestami sivé limonitizované piesčité štrky. Obliakový mate-

riál je polo- až dobre opracovaný, zložený z kremeňa a kremenca, sporadicky sú zastúpené granitoidy a kryštalické bridlice. Obliaky majú rozmery 3–5 cm, maximálne 8 cm.

V ľahkej frakcii na Ipli podľa Horniša (1976) sú väčšinou prítomné kremene a sludy. V ťažkej frakcii prevládajú opakové minerály, najmä leukoxén, zriedkavejšie magnetit a ilmenit. Hojne je zastúpený epidot a amfibol a objavuje sa hypersten, ktorý v starších pleistocénnych akumuláciách chýba.

V nadloží štrkov korytovej fácie a fácie nívnych hĺn terasy vystupuje 4,5–6 m hrubý pokryv spraší a sprašových hĺn.

18 proluviálne sedimenty: hlinité a piesčité štrky náplavových kužeľov

Proluviálne sedimenty v rámci študovaného regiónu sa zachovali len sporadicky najmä v doline Rimavy, Rimavice a Hrona. Náplavové kužele stredného pleistocénu – rissu – vystupujú v relatívnej výške 16–30 m. Náplavové kužele sú budované piesčitými až zahlinenými štrkami. Obliakový materiál je hrubý, zle vytriedený, ojedinele sú v ňom prítomné bloky do 1 m, zväčša je neopracovaný až poloopracovaný. Hrúbka celého komplexu je 3–7 m. Vzhľadom na izolované výskytu týchto sedimentov ich väzby s fluviaálnymi sedimentmi terás mladšieho obdobia stredného pleistocénu sa nedajú presne určiť.

Fluviaálne sedimenty

17 piesčité štrky a piesky strednej terasy;

16 piesčité štrky a piesky spodnej strednej terasy s pokryvom sprašovitých hĺn

V geologickej stavbe kvartéru dolín študovaného územia sa najvýraznejšie uplatňujú sedimenty spodnej strednej terasy, ktorá sa zachovala v dolinách na všetkých väčších tokoch. Spodný terasový stupeň miestami dosahuje šírku 200 až 500 m.

Povrch terasy, vystupujúci v relatívnej výške 10–15 m, je skoro vodorovný, len s nepatrným úklonom k riečnej nive. Báza terasy sa nachádza 3–6 m nad povrchom riečnych nív. Terasu tvorí 2,5–3 m hrubé súvrstvie piesčitých štrkov korytovej fácie. Na báze terasy sú vyvinuté miestami zvodnené hrubé štrky, ktoré sa smerom k nadložiu zjemňujú a prechádzajú do drobnejších, šikmo zvrstvených, viac piesčitých štrkov obsahujúcich polohy a šošovky stredno- až hrubozrnného piesku. Fluviaálne štrky terasy sú v porovnaní so staršími pleistocénnymi

terasami čerstvejšie, viac opracované a lepšie vytriedené. Obliakový materiál je zložený z opracovaných až poloopracovaných, miestami aj ostrohranných obliakov kremeňa a kremenca. Sporadicky sú zastúpené pieskovce, granitoidy, ojedinele andezity, silicity a kryštalické bridlice. V ľahkej frakcii je prítomný kremeň, v nepatrnej miere živce. V ťažkej frakcii prevládajú opakové minerály, hojne je prítomný hypersten, granát, amfibol a epidot.

V nadloží štrkov korytovej fácie terasy vystupujú stredno- až hrubozrnné limonitizované hnedé a sivohnedé piesky, miestami ílovité štrky. Nad nimi ležia žltosivé a sivohnedé laminované povodňové hliny a íly. Hrúbka nivnej fácie dosahuje 1,5–2 m.

Fluviálny komplex terasy je zakrytý 2–6 m hrubým pokryvom spraší a sprašových hĺn. V podloží sprašového komplexu sú zachované hnedozemné a miestami viac humózne, občas ilimerizované fosilne pôdy rissko-würmského interglaciálu, čo dokladá, že podložné štrky patria do risského glaciálu.

Vrchný pleistocén

Sedimenty vrchného pleistocénu pokrývajú značnú časť územia regiónu, pričom ležia na predkvartérnom podloží a na starších pleistocénnych sedimentoch. Morfológicky a sedimentačne výraznejšie sú diferencované najmä prolúviálne sedimenty mladých náplavových kužeľov, fluviálne sedimenty nízkej terasy a dnovej štrkovej akumulácie nív riek a potokov a pokryvy spraší a sprašových hĺn. Pokryvy deluviálnych hĺn a hlinito-kamenitých svahových sedimentov vystupujúcich na rozličných prvkoch reliéfu zaradujeme do nečleneného pleistocénu a holocénu.

Würm

15 prolúviálne sedimenty: hlinité štrky s úlomkami hornín

Prolúviálne sedimenty vrchného pleistocénu sa zachovali najmä v Divínskej kotline, sporadicky v doline Hrona. Lemujú najmä úpätia svahov granitoidových masívov, ktoré intenzívne zvetrávajú, a rozvolnené horniny sú splavované do dolín a ukladajú sa vo forme rozsiahlych ronových kužeľov. Väčšia časť materiálu sa ukladá, alebo sa vzájomne vklíňuje do sprašového pokryvu stredno-pleistocénnych terás a miestami vystupuje na mladších pleistocénnych sedimentoch náplavových kužeľov.

Náplavy ronových kužeľov sú tvorené 3–7 m hrubým súvrstvom piesčitých, čiastočne zahlinených štrkov a pieskov, občas s ostrohrannými úlomkami okolitých hornín.

Fluviálne sedimenty

14 piesčité štrky a piesky nízkej terasy;

13 piesčité štrky a piesky nízkej terasy s pokryvom sprašovitých hlín

Fluviálne sedimenty nízkej terasy tvoria úzke pásy pozdĺž nív riek. Výrazne vystupujú v doline Krivánskeho potoka, sporadicky v dolinách Ipl'a a Hrona. Povrch terasy je zväčša zakrytý mladšími deluviálnymi sprašovitými hlinami, prípadne proluviálnymi sedimentmi. Povrch terasy je prakticky vodorovný, len v tylovej časti strmo prechádza do úpätných svahov, prípadne do hrany spodnej risskej terasy, a nachádza sa v relatívnej výške 5–8 m nad nivami tokov.

V južnej časti regiónu, najmä na styku pohoria a kotlin, fluviálny cyklus nízkej terasy tvorí samostatný vývoj s bázou terasy 2–3 m pod povrchom nív. V severnej časti regiónu, najmä v doline Hrona v zmysle interpretácie Halouzku (in Haško et al., 1987 a Klinec et al., 1989), je súčasťou dnovej akumulácie Hrona.

V doline Krivánskeho potoka a Ipl'a na báze terasy vystupujú sivožlté hrubé piesčité až slabo zahlinené štrky. Všeobecne prevládajú drobné, menej opracované až ostrohranné, drvené obliaky kremenca a žilného kremeňa. Okrem uvedených obliakov sú v materiáli hojne zastúpené obliaky granitoidov, bridlíc, migmatitov a rúl.

V ľahkej frakcii materiálu terasy prevládajú kremeň, sludy a limonitizované zrná, v ťažkej frakcii opakové minerály (magnetit a ilmenit), amfibol, granáty, a najmä hypersten. Hypersten je väčšinou slabo korodovaný (Horníš, 1976).

V nadloží súvrstvia vystupujú viac piesčité štrky až hrubozrné piesky zakryté skrývkou stratigraficky nevýrazne členitých deluviálnych sprašových hlín hrubou 1–3 m.

12 piesčité štrky dnovej akumulácie nív

Najnižšiu pozíciu v dolinách riek zaberá zvodnené súvrstvie fluviálnych sedimentov dnovej akumulácie (výplne), vystupujúce v podloží holocénnych hlinito-piesčitých, štrkovitých, a najmä ílovitých náplavov nív tokov pod úrovňou fluviálneho cyklu nízkej terasy.

Dnová akumulácia je vyvinutá v celom rozsahu nív Ipl'a, Rimavy, Slatiny, Hrona a na ich väčších prítokoch. Na menších prítokoch sa postupne vyklíňuje a výplň sa stáva litostratigraficky nečleniteľnou a prechádza do splachových hlín. Na Ipli a jeho prítokoch ju tvorí 2–3 m, na Hrone až 8 m hrubé súvrstvie zvodnených piesčitých štrkov.

Na báze dnovej akumulácie vystupujú sivé, prevažne hrubé štrky, charakteristické najmä pre horné časti tokov. V pozdĺžnom profile tokov sa materiál

postupne zjemňuje a prechádza do drobnejších piesčitých štrkov. V nadloží akumulácie prevládajú jemnejšie, šikmo zvrstvené piesčité štrky a hrubozrnné piesky.

V petrografickom zložení materiálu (v porovnaní so staršími pleistocennými akumuláciami) sa zvyšuje podiel obliakov andezitu, celkovo však prevládajú obliaky kremeňa, kremenca a granitoidov. Ojedinele sú prítomné obliaky pieskovca a kryštalickej bridlice.

V ľahkej frakcii prevládajú kremeň a sľudy, sporadicky sú prítomné glaukonit a živce. V ťažkej frakcii prevládajú opakové minerály – magnetit, ilmenit, menej limonit a leukoxén. Výrazne sa zvyšuje podiel hyperstenu, ktorý je slabo korodovaný až nekorodovaný.

Okrem toho všeobecne v štrkovej akumulácii dnovej výplne sa na Rimave a Rimavici nachádzajú rozsypy zlata, ktoré boli v minulosti predmetom ťažby. Svedčia o tom v súčasnosti už značne rekultivované jamy a haldy prepracovaného materiálu.

V nadloží dnovej akumulácie sú sporadicky zachované hrubozrnné piesky fácie prikorytových plytčín, ktoré sú zakryté holocennými ílovitými, hlinito-piesčitými a štrkovitými náplavmi.

11 eolické a eolicko-deluviálne sedimenty: spraše a sprašové hliny

Spraše a sprašové hliny sú rozšírené najmä v južnej časti regiónu na styku s Lučenskou a Rimavskou kotlinou, pričom pozdĺž tokov sa hlboko vklínajú do pohoria. Tvoria viac-menej súvislý pokryv prerušovaný len na hranách terás. Zväčša pokrývajú fluviaálne sedimenty stredných terás, občas sú aj na nízkej terase tokov. Najväčšia hrúbka sa zachovala na stredných terasách a kotlinovej pahorkatine, kde miestami presahuje viac ako 7 m. Tvoria ich žlté, sivožlté až žltohnedé nevápnité až slabo vápnité prachovité a ílovité hliny. Občas sú stratigraficky členené pochovanými fosílnymi pôdami, tvorenými najmä humóznymi hnedozemnými, občas ilimerizovanými pôdami rissko-würmského interglaciálu.

Najúplnejší prierez sprašového pokryvu sa zachoval na hlinisku v Brezničke, kde okrem mladších pokryvov spraší a sprašových hlin sa zachovali aj spodnopleistocénne rubifikované fosílné pôdy. Najcharakteristickejším profilom je však pokryv v nadloží fluviaálnych štrkov risskej terasy na hlinisku severozápadne od Ružinskej priehrady.

Na báze pokryvu sa nachádza žltohnedá až hnedá prachovitá hlina so silnými sivými ílovitými zátekmi do podložia, ktorá najpravdepodobnejšie reprezentuje bazálnu fosílnu hnedozem (PK III). V jej nadloží je hlina okrovožltej farby, prachovito-piesčitá (spraš). Na tomto horizonte je sformovaná ďalšia fosílna pôda – hnedozem – s hrúbkou 1 m. Obidve uvedené pôdy tvoria interglaciálny

fosilny pôdny komplex PK III + PK II. V nadloží pôdy sa nachádza 2–2,5 m hrubá vrstva sprašových hlín s recentnou, slabo vyvinutou pôdou. V pokryve spraši a sprašových hlín sú hojne zastúpené vrstvičky piesčitých hlín s preplavenými drobnými obliačikmi kremeňa. Celý pokryv je slabo vápny až nevápny.

Pleistocén – holocén

Do skupiny sedimentov nečleneného pleistocénu až holocénu v regióne začleňujeme pokryvné svahoviny, ktorých väčšia časť sa začala formovať v období vrchného pleistocénu a definitívne sa sformovala až v holocéne.

Deluviálne sedimenty

10 deluviálno-fluviálne sedimenty: kamenito-hlinito-piesčité výplne menších dolín

Polygenetické sedimenty pokrývajú najmä svahy rozšírených úsekov dolín Rimavy, Ipl'a a Hrona. V dôsledku sústavného prehĺbovania expozície svahov sa zachovali prevažne mladé würmské až staroholocénne svahoviny s maximálnou hrúbkou na úpätiach svahov. Sú to diageneticky málo pozmenené odvápnené a nevápny piesčité až ílované hliny. V spodnej časti profilu obsahujú úlomky okolitých hornín, na styku s granitoidmi sú viac piesčité.

9 a) hlinito-štrkovité svahoviny, b) hliny, sporadicky s úločkami hornín

Prechodným typom svahovín medzi polygenetickými hlinami sprašového charakteru a hruboklastickými svahovinami na území regiónu sú:

a) Hlinito-štrkovité svahoviny, rozšírené najmä v oblasti vývoja neogénnych ílov, sporadicky štrkov poltárskeho súvrstvia, občas na svahoch a hranách terás spodného a stredného pleistocénu. Tvoria ich prevažne žltohnedé ílované, chaoticky naplavené štrkovité nevápny hliny s nepatrnou hrúbkou, zriedkavo presahujúcou 4 m.

b) Hliny, sporadicky s úločkami hornín, sú rozšírené najmä na svahoch styčnej zóny medzi polygenetickými hlinami sprašového charakteru a klastickými hlinito-kamenitými a blokovými svahovinami. Podobne ako predchádzajúci typ majú malú hrúbku a sú zastúpené prevažne ílovanými nevápnymi hlinami s chaoticky rozptýlenými svahovými úločkami okolitých hornín podložia kvartéru.

8 hlinito-kamenité a piesčito-kamenité svahoviny

Deluviálne hlinito-kamenité a piesčito-kamenité svahoviny zväčša lemujú strmé svahy centrálnej časti Slovenského rudohoria. Výraznejšie sa uplatňujú na úpätí zvyškov vulkanoklastík sarmatu. Sú zastúpené gravitačnými svahovinami, ktoré sa nachádzajú v rôznych štádiách deštrukcie. Materiál je zastúpený chaoticky uloženými ostrohrannými úlomkami, na báze aj s blokmi granitoidov, andezitov a hlinitej drviny. Na styku s pahorkatinami a zarovnanými plošinami terás prechádzajú do hlinito-piesčitých svahovín. Viac piesčité hlinito-kamenité svahoviny lemujú svahy budované najmä granitoidmi.

7 kamenité svahoviny a blokoviská

Podskupina kamenitých sedimentov a blokovísk je rozšírená najmä v bezprostrednom okolí vývoja vulkanoklastík, zvlášť v severnej časti pohoria. Sú to predovšetkým gravitačné svahoviny (osypy, kamenné moria a zosunuté horninové komplexy vulkanoklastík), ktoré sa formovali od vrchného pliocénu po súčasnosť.

6 deluviálno-proluviálne sedimenty: hlinité štrky s úlomkami hornín

Deluviálno-proluviálne sedimenty sú rozšírené najmä vo vrcholovej, najviac vyvýšenej časti Slovenského rudohoria, na styku svahov a dolinných nív potokov. Tvoria ich prevažne ospyvové (koluviálne) a soliflukčné svahoviny s blokmi granitoidov a andezitov.

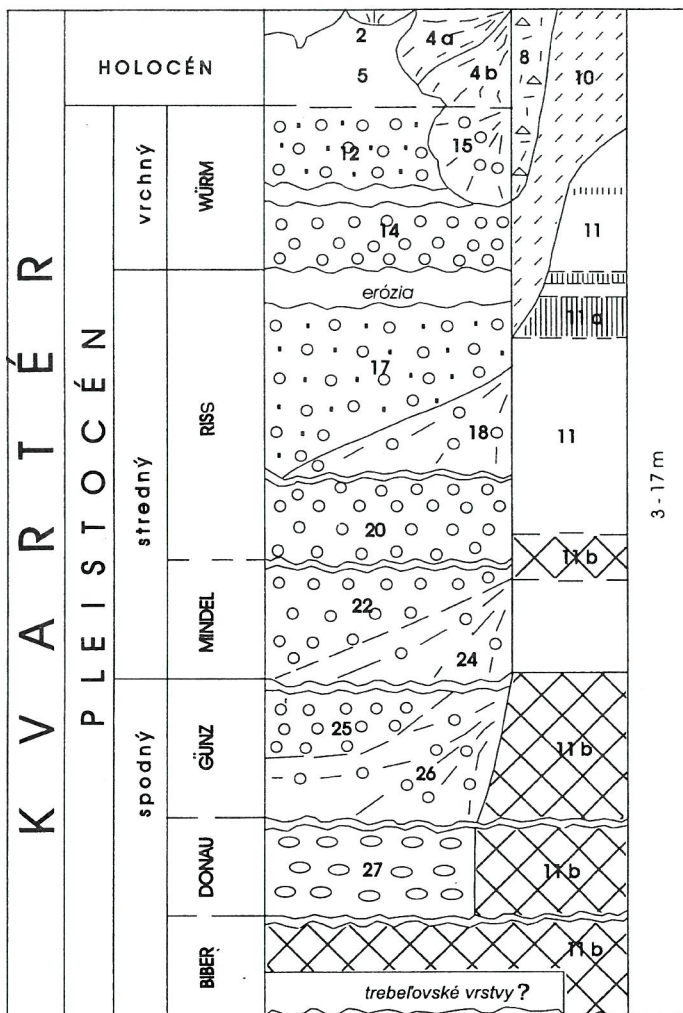
H o l o c é n

Do najmladšieho obdobia kvartéru – holocénu – v regióne začleňujeme predovšetkým fluviálne sedimenty riečnych nív, proluviálne sedimenty najmladších náplavových kužeľov, prechodné deluviálno-fluviálne sedimenty záverov úvalín a dolín, najmladšie holocénne až súčasné organogénne a antropogénne sedimenty.

Vrstvy holocénu predstavujú najmladšiu etapu vývoja sedimentov kvartéru, počas ktorej došlo k nepatrnému prehĺbeniu korýt riek a potokov do piesčitých štrkov dnovej akumulácie a v dôsledku regresívnej erózie tokov k súčasnej úprave rozvodí a svahov Slovenského rudohoria.

5 fluviálne sedimenty: piesčité a ílovité hliny, íly a hlinité štrky nív riek a potokov

Vrstvy holocénu tvoria predovšetkým povodňový kryt nív riek a väčších potokov – nadložie dnovej akumulácie.



Litostratigrafická kolónka kvartéru. Zostavil: J. Pristaš, 1998

Holocén: 2 – slatiny a mokradiny, 4a- hlinité a hlinito-piesčité sedimenty, 4b – hlinito-štrkovité sedimenty, 5 – piesčité a ílovité hliny a hlinité štrky; *pleistocén–holocén:* 8 – hlinito-kamenité a piesčito-kamenité svahoviny, 10 – kamenito-hlinito-piesčité výplne menších dolín, 11 – spraše a sprašové hliny, 11a – hnedozemné a ilimerizované fosilne pôdy, 11b – rubifikované a silno rubifikované fosilne pôdy; *pleistocén:* 12 – piesčité štrky dnovej akumulácie nív, 14 – piesčité štrky a piesky nízkej terasy, 15 – hlinité štrky

Na báze povodňového krytu väčších tokov (na fluvialných sedimentoch dnovej akumulácie) sa nachádzajú sivé až tmavosivé íly s polohami a šošovkami ílovitého piesku, prípadne žltosivé a hrdzavoškvrnité hliny s rastlinnými zvyškami. Pre íly je charakteristický hranolčekovitý alebo lastúrnatý rozpad. V nadloží ílov často vystupuje čiernosivá hlina a humózna, slabo zaglejená lúčna pôda (černozem – atlantik). Hrúbka horizontu sa pohybuje od 0,3 do 0,4 m. Litológicky pestrejšie je nadložie povodňového krytu nív, budované laterálne sa zamieňajúcimi vrstvami piesčitých hlien, pieskov a miestami hlinitých štrkov. Celková hrúbka povodňového krytu sa pohybuje od 1,5 do 5 m.

4 proluviaľne sedimenty: hlinito-štrkovité a kamenité sedimenty náplavových kužeľov

Na povodňové sedimenty nív tokov a miestami nízkej terasy vyúsťujú drobné náplavové a ronové kužele potokov a výmoľov, ktoré pokrývajú povodňové hliny, piesky a štrky nív, alebo sa do nich prstovite vклиňujú. Litofaciálne sú zastúpené:

a) hlinité a hlinito-piesčité sedimenty náplavových kužeľov, ktoré sú charakteristické najmä pre oblasť pahorkatiny. Sú zastúpené hlinitými a hlinito-piesčitými náplavami s výrazným podielom preplavených hlinitých a piesčitých sedimentov neogénu a staršieho pleistocénu;

b) hlinito-štrkovité a kamenité sedimenty náplavových kužeľov tvoria druhú litofaciálnu kategóriu. Sú zložené z chaoticky naplavených štrkovitých a hlinitých sedimentov, miestami so značným podielom preplavenej a neopracovanej horninovej drviny. Ich hrúbka sa pohybuje od 2 do 4 m.

3 deluviaľno-fluviaľne sedimenty: splachové, piesčité, ílovité a štrkovité hliny

Deluviaľno-fluviaľne sedimenty tvoria bezprostredné pokračovanie nív bočných prítokov a vyplňajú najmä úvalinové závery dolín, spojené s najmladšou regresiou tokov. Tvoria ich najmä piesčité až ílovité hliny, niekedy s prímiesou štrkov a premiestnených spraší a holocénnych pochovaných černoziemnych pôd. Materiál je slabo vytriedený, občas rytmicky zvrstvený. Hrúbka je 1–3 m.

s úlomkami hornín, 17 – piesčité štrky a piesky strednej terasy, 18 – hlinité a piesčité štrky náplavových kužeľov, 20 – hlinité a piesčité štrky strednej terasy, 22 – hlinité štrky a štrky vyššej strednej terasy, 24 – hlinité štrky náplavových kužeľov, 25 – štrky a reziduá štrkov najvyšších terás, 26 – hlinité štrky a reziduá štrkov náplavových kužeľov, 27 – štrky a reziduá štrkov najvyšších terás

2 organické sedimenty: slatiny, mokradiny

Organogénne sedimenty slatiny a slatinné pôdy sú sporadicky rozšírené najmä v zamokrených nivných depresiách tokov a miestami vyplňajú opustené mŕtve ramená tokov. Tvoria 1–2 m hrubé vrstvy slabo rozloženej ostricovej a trávinatej lúčnej rašeliny. Farba rašeliny je hnedá až čiernohnedá. Značnú prevahu majú najmä silno mineralizované až humózne černoziemné rašelinové pôdy.

1 antropogénne sedimenty: haldy, navážky a odkaliská

Antropogénne sedimenty v regióne sú spojené najmä s ťažbou a spracovaním nerastných surovín, s chemickým priemyslom a komunálnym hospodárstvom. Väčšie skládky horninového odpadu sú sústredené v okolí Hačavy a Hnúšte. S komunálnym hospodárstvom sú spojené drobné organizované, a najmä neorganizované skládky domového odpadu.

CHARAKTERISTIKA TEKTONICKÝCH POMEROV

Dominantnou tektonickou jednotkou regiónu je veporikum. Ide o paleoalpínsku tektonickú jednotku budovanú kryštalinikom a lokálne zachovaným vrchnopaleozoicko-mezozoickým obalom. Len v obmedzenej miere sa na území regiónu zachovali ďalšie paleoalpínske tektonické jednotky – gemerikum a silicikum (obr. 17). Terciérne a kvartérne horniny vo vzťahu k týmto tektonickým jednotkám vystupujú v pozícii pokryvu.

Výraznou tektonickou črtou regiónu sú transpresné strižné zóny sv.-jz. smeru, ktoré rozdeľujú región na pásma (ako napr. kraklovske, kráľovohol'ské a kohútske v zmysle Zoubka, 1957). Vrchnopaleozoické a mezozoické komplexy obsahujú len inventár alpínskych štruktúrnych prvkov, ale horniny kryštalinika odrážajú tektonické štruktúry tak alpínske, ako aj hercýnske. Obe tektonické etapy – hercýnska i alpínska – sa podpísali pod súčasný obraz kryštalinika, pre ktorý je charakteristická veľká pestrosť komplexov tvoriacich rôzne tektonické elementy. Základ tektonickej stavby kryštalinika vznikol už počas hercýnskej orogenézy, ktorá mala niekoľko etáp (od násunov strednokôrových jednotiek až po extenzné procesy v závere). Naložené alpínske tektonické procesy pôvodnú stavbu značne modifikovali. Často boli pri tom využívané tektonické predispozície zdedené z hercýnskej etapy.

V priebehu výskumu fundamentu veporika sa vyčlenilo viacero lokálnych litologických a tektonických jednotiek (pozri prehľad výskumov v úvode). Z hľadiska korelácie hercýnskeho tektonometamorfného vývoja kryštalinika celých Západných Karpát bolo potrebné zoskupiť tieto tektonické jednotky do väčších celkov. Tak vznikol návrh členenia kryštalinika na niekoľko základných hercýnskych litotektonických jednotiek (Bezák, 1994), ktoré sú výsledkom mezohercýnskej kolízie. V území regiónu z hľadiska tohto členenia vystupujú najmä stredná (metamorfity vyšších stupňov s granitoidmi) a spodná jednotka (spodnopaleozoické metamorfity nízkeho stupňa v kohútskom pásme). Pôvodný hercýnsky príkrovový vzťah týchto jednotiek je väčšinou zastretý intenzívnymi alpínskymi tektonickými pohybmi. Spodná hercýnska jednotka vystupuje väčšinou v rámci alpínskych transpresných zón.

Hercýnske štruktúrne prvky

Najstarším štruktúrnym prvkom kryštalinika je výrazná penetračná foliácia S_1 fixovaná granitizáciou. Máva smer SZ–JV so strednými až miernymi úklonmi na SV, alebo smer SV–JZ a V–Z a úklony na SZ, resp. na S. Tento štruktúrny plán je zachovaný najmä v západnej časti územia, kde ho opisuje už

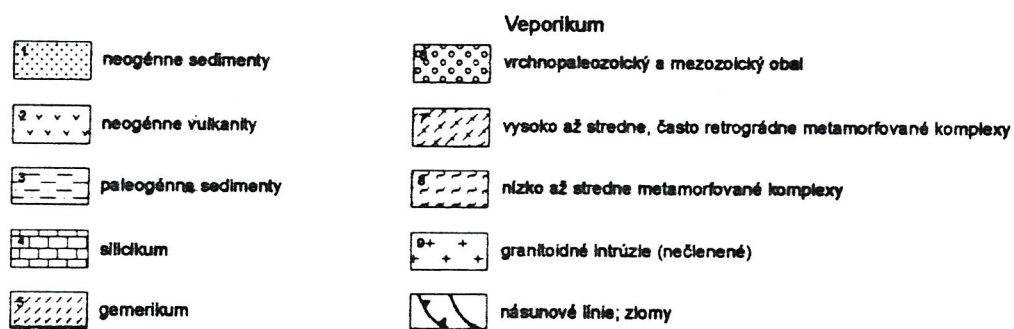
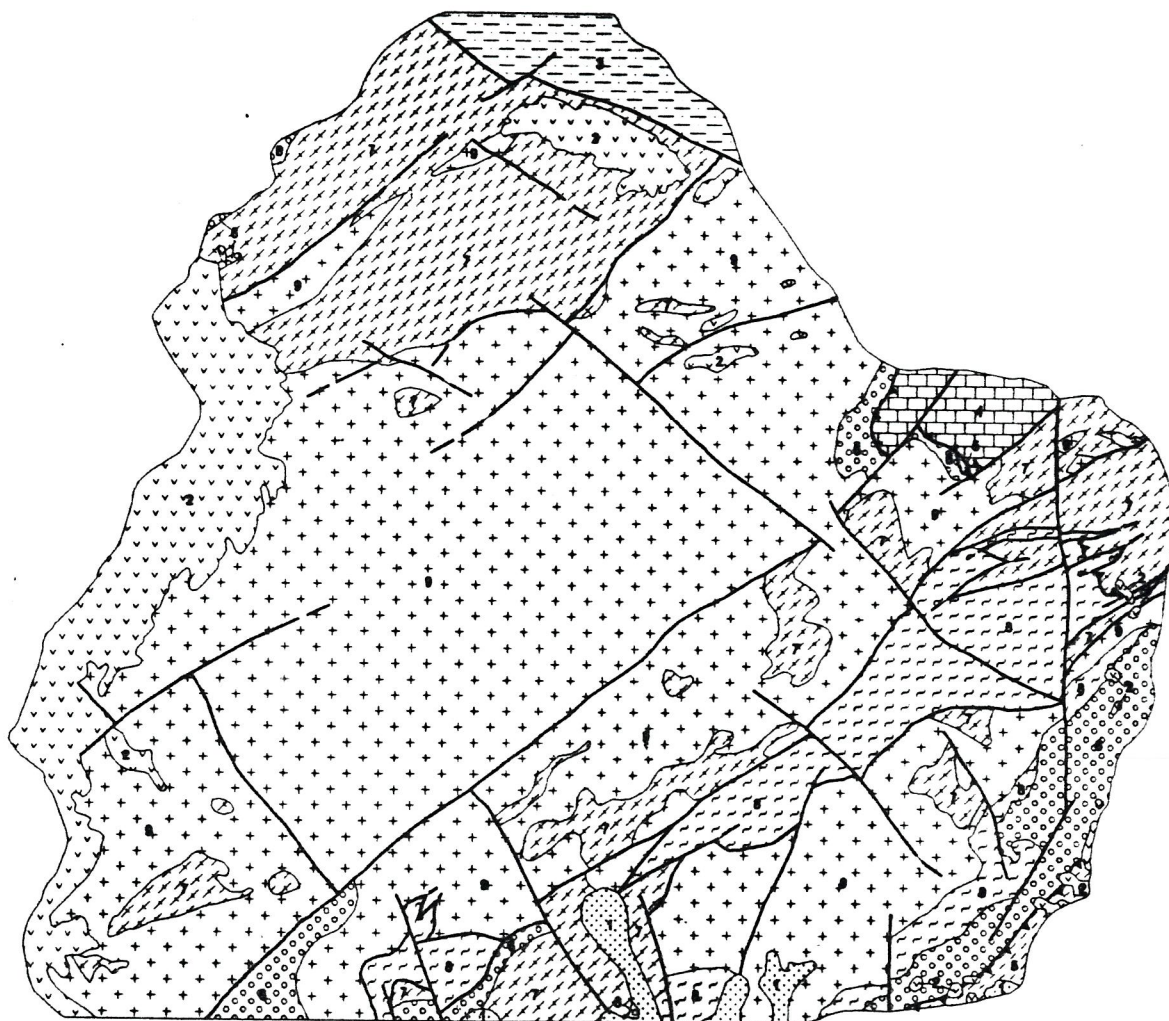
Siegl (1982). Ostatné plochy S_1 majú väčšinou smer SV–JZ, prípadne V–Z so strmými úklonmi väčšinou na JV, resp. na J, v prípade neskorohercýnskych strižných zón využívaných granitoidmi aj na SZ a S. Tieto štruktúrne prvky boli využívané pri alpínskych tektonických procesoch, keď vznikalo množstvo paralelných mylonitových zón rôznej šírky s vývojom lineácií sericitu a chloritu na plochách S_m . Staršie minerálne lineácie tvorené väčšinou biotitom a živcami sú väčšinou zastreté buď granitizačnými procesmi, alebo retrográdnymi procesmi. Pri alpínskej deformácii dochádza aj k prestavbe plôch S_1 do nových smerov paralelných so štruktúrnymi smermi v horninách vrchno-paleozoicko-mezozoického obalu.

Granitizovaný hybridný komplex je silno prevrášnený so smerom osí vrás prevažne V–Z. Lokálne sú zachované vrásky, kde sa dá určiť vergencia na JV. V týchto miestach je zachovaná aj lineácia smeru SZ–JV. Lineácie biotitu v migmatitoch a biotitických rulách väčšinou varujú okolo smeru V–Z (okrem už spomenutých lineácií sz.-jv. smeru) a sú subhorizontálne. Ich rozptyl je minimálny v zónach, kde je hybridný komplex prerázaný porfyrickými granitoidmi a sú smerovo totožné s lineáciami v porfyrických granitoidoch. Veľmi intenzívne sú vyvinuté lineárne prvky v strižných zónach sv.-jz. smeru a horniny majú výraznú steblovitú textúru. Lineácie chloritu a sericitu čiastočne alebo úplne zatláčajú lineácie biotitu. Smerovo sú často zhodné a o tom, že vznikli pri rôznych tektonických procesoch, svedčí jednak zriedkavo zachovaná smerová diskordancia, jednak častý opačný zmysel tektonického pohybu.

V granitoidných horninách je možné pozorovať viac typov foliácií (magmatická foliácia, metamorfna foliácia S_1 a retrográdna, resp. mylonitová foliácia S_m). Vo väčšine prípadov sú foliácie subparalelné. Výnimočne je možné mikroskopicky pozorovať rôzny zmysel pohybu na jednotlivých planárnych štruktúrach. Okrem lineácií biotitu, sericitu a chloritu je možné pozorovať aj lineácie definované dlhou osou porfyrických výrastlíc živcov. Lineácie chloritu a sericitu sú viazané na zóny retrográdných premien. Smerovo sú generálne totožné s lineáciami biotitu (prevažne V–Z, SV–JZ).

Štruktúrne prvky v svorových komplexoch vzhľadom na plasticitu hornín sú veľmi zložité a odrážajú najmä alpínske prepracovanie. Plochy S_1 sú väčšinou zvrásnené do izoklinálnych vrás, ktorých zámky sú často budinované. Vrásové osi sú teraz väčšinou smerované na SV a paralelné s lineáciou. Vznikali pravdepodobne reorientáciou starších vrás alebo súčasne s lineáciou.

V štruktúrach niektorých metamorfovaných komplexov sa viac zachoval odraz násunových pohybov (subhorizontálne uloženie, zovreté až izoklinálne vrásky a lineácie sz.-jv. smeru, budináž žil kremeňa a pod.). V blízkosti strižných zón horizontálneho posunu sú foliácie zostrmené, uklonené väčšinou na JV alebo SZ, so subhorizontálnou lineáciou smeru SV–JZ.



Obr. 17 Tektonická schéma regiónu Slovenské rudohorie – západná časť (V. Bezák, 1998)

Alpínske štruktúrne prvky

Z hľadiska inventára alpínskych mezoskopických deformačných štruktúr môžeme na danom území vyčleniť dve skupiny jednotiek. Prvú skupinu tvorí veporický fundament a jeho mladopaleozoicko-triasový obal spolu so sedimentmi ochtínskej skupiny gemerika. Táto skupina obsahuje znaky nízkometamorfnej rekryštalizácie a duktilnej deformácie v prvom alpínskom deformačnom štádiu AD₁, ako aj naložené štruktúry štádií AD₂, AD₃ a mladších štádií, ktoré sa vytvorili po presune muránskeho príkrovu. Druhú skupinu tvorí muránsky príkrov bez paragenéz štádií AD₁₋₃ a bez prejavov regionálnej metamorfózy. Obsahuje len prvky štádií AD₄ a AD₅₋₆ (Plašienka, 1981, 1993). Neovulkanity sú, okrem puklín a ojedinelých zlomov, bez zjavných deformačných štruktúr.

Najvýraznejšie, často penetračné, sú štruktúrne prvky prvého, synmetamorfného alpínskeho štádia AD₁. Rozoznávame plošné, lineárne a priestorové štruktúry (vrásky, duktilné strižné zóny). Foliácia AS₁ je nízkostupňová metamorfna bridličnatosť, ktorá predstavuje plochu *xy* elipsoidu konečnej deformácie AD₁. V kryštalinickom fundamente je to mezopenetračná mylonitická bridličnatosť AS₁, naložená na pôvodnú hercýnsku magmatickú tokovú a metamorfnú foliáciu (Siegl, 1982). Morfológicky aj geneticky podobná je metamorfna a toková foliácia AS₁ v obalových komplexoch, kde je väčšinou paralelná s pôvodnou vrstvitosťou. Lineácia AL₁ je penetračná vo vrchných častiach fundamente i v horninách federatskej jednotky a ochtínskej skupiny gemerika. Geneticky je to lineácia rozťahnutia viazaná na subhorizontálne duktilné strižné zóny, v ktorých reprezentuje os *x* elipsoidu konečnej deformácie, teda generálne smer tektonického transportu. Definovaná je minerálnymi agregátmi kremeňa, chloritu, sericitu a kalcitu, vznikla teda za nízkych metamorfnych podmienok spolu s foliáciou AS₁. Obyčajne sa skláňa mierne na SV až V. Ďalšími prvkami AD₁ sú intrafoliačné vrásky AF₁, prítomné najmä vo vápencoch federatskej jednotky. Tieto prvky sú združené do makroskopických subhorizontálnych duktilných strižných zón, vyvinutých najmä v obalových komplexoch federatskej jednotky a vo veporickom fundamente v jej blízkom podloží. Strižné pásy, drobné asymetrické štruktúry a lineácia určujú zmysel tektonického transportu v strižných zónach. Ten je najmä vo východnej časti územia „vrch na východ“ podobne, ako je to v celom východnom veporiku (Hók et al., 1993; Plašienka, 1993; Madarás et al., 1996). Aktivita duktilných strižných zón súvisí s výzvihom a extenzným „odstrešením“ metamorfovaných veporických komplexov spod pôvodného tektonického nadložia.

Naložené deformačné štádiá staršie ako presun príkrovov silicika sa prejavujú tvorbou priečnej kliváže S₂ ako kliváže osovej roviny vzperových vrás F₂, intersekčnej lineácie L₂ a ďalších štruktúr orientovaných v smere JZ–SV. Ich vznik súvisí s kompresiou v smere SZ–JV (prešmykové zóny so severnou, resp.

severozápadnou vergenciou) a postupne s.-j. a transpresným sinistrálnym charakterom štruktúr vo fundamente, akou je pohorelská (Hók a Hraško, 1990; Putiš, 1991; Madarás et al., 1994), vydrovská, muránska a zdychavská šupinová zlomová zóna. Na tieto šupinové zóny sú naložené, resp. sú reaktivované ako krehké diskkrétne sinistrálne zlomové zóny smeru JZ–SV (muránska línia – Marko, 1993a), aktívne najmä počas staršieho terciéru. Priččne kontrakčné štruktúry smeru SZ–JV, vytvorené pred presunom muránskeho príkrovu, sa zaraďujú do štádia AD₃.

Bazálna násunová plocha muránskeho príkrovu predstavuje výraznú štruktúrnú a metamorfnú diskordanciu (Vrána, 1966; Plašienka, 1981, 1984, 1993). Presun muránskeho príkrovu (štvrť alpínske deformačné štádium) mal napriek tomu, že ide o grandiózny prípovrchový príkrov odlepenia, len minimálny vplyv na štruktúry podložia. Za deformácie úzko späté s presunom možno považovať len krehké, kataklastické lámanie, drvenie a brekciáciu karbonátov tak podložnej federatskej jednotky, ako aj bázy samotného muránskeho príkrovu (Milovský, 1996; Plašienka a Soták, 1996). Rauvakizované karbonatické tektonické brekcie nesú početné znaky hydrotektonických fenoménov a zložitých fluidných režimov zrejme v prostredí pretlaku pórových fluid, čo umožnilo „hladký“ presun príkrovu. Je pravdepodobné, že s presunom súvisí mnoho štruktúrnych fenoménov v samotnom príkrovovom telese, ale ich odlíšenie od mladších naložených štruktúr je v krehkom deformačnom prostredí veľmi obtiažné.

Stavba muránskeho príkrovu je ovplyvnená popresunovými deformáciami, ktoré vznikli sinistrálnou transpresnou pohybovou aktivitou pozdĺž dnešnej muránskej línie. V muránskom príkrovovom telese vzniklo niekoľko vejárovitých, kulisovite usporiadaných zovretých synform smeru ZJZ–VSV. Južné krídla týchto synform sú značne stlačené a majú zložitú vrásovo-šupinovú stavbu, ako napr. aj južné krídlo synformy Hradovej – Gošťanovej Tisoveckého krasu. V nekompetentných spodnotriasových súvrstviach vznikli mezoskopické otvorené až zovreté vzperové vrásky F₅, lokálne s osovou klivážou S₅, strmo sklonenou na S.

Podobnú stavbu má aj divínska synforma (Fusán, 1962; Gregor, 1964; Plašienka, 1983; Mahel', 1986), hoci tu komplexy muránskeho príkrovu nevystupujú. Tuhárska sukcesia federatskej jednotky je spolu s troskou ochtinskej skupiny gemerika uložená v zovretej brachysynforme s redukovaným severným krídlom, ktoré je šikmo uťaté divínsko-dobročským zlomom smeru JZ–SV. Os synformy prebieha v smere Z–V. Krídla tvoria viaceré redukované šupiny karbonátového komplexu tuhárskej sukcesie zostavené do asymetrického vejára, troska ochtinskej skupiny vystupuje v jej subvertikálnom jadre. Vznik synformy prebehol v krehkých deformačných podmienkach pravdepodobne v transpresnom štádiu AD₅, podobne ako vznik synform v muránskom príkrove. Staršie penetračné štruktúry štádií AD₁₋₃ boli pritom rotované a reorientované. Prejavuje

sa to napríklad chaotickým priebehom lineácie L_1 , ktorá v iných oblastiach federatskej jednotky vykazuje pomerne homogénne usporiadanie.

Ešte mladšie sú prejavy dextrálnych transpresných a transtenzných pohybov pozdĺž zón orientovaných v smere SZ–JV (šieste štádium), na mapovanom území pozdĺž mýtsko-tisoveckého (Marko, 1993b) a málineckého „prielomu“. Extenzné poklesové zlomy miocénneho veku často rejuvenizujú najmä pôvodné transpresné zlomy smeru JZ–SV. Dobré je to pozorovateľné napríklad v oblasti Tisoveckého krasu, kde sa tieto poklesové zlomy stali aj prírodnými cestami pre neovulkanity v oblasti Magnetového vrchu. Bádensko-sarmatský vek vulkanitov a poklesový charakter týchto zlomov dobre korešponduje s orientáciou hlavného kompresívneho napätia v smere JZ–SV, ktorá sa zistila pre toto obdobie na západnom (napr. Marko et al., 1995) i strednom Slovensku (Kováč a Hók, 1993).

ZHODNOTENIE GEOFYZIKÁLNYCH ÚDAJOV

Geofyzikálne práce uskutočnené v regióne Slovenské rudohorie – západná časť – môžeme rozdeliť na tri skupiny:

1. Geofyzikálne merania v mierke 1 : 200 000. Ich výsledkom sú štátne gravimetrické, aeromagnetické a aerorádiometrické mapy (Ibrmajer, 1963; Mašin et al., 1963). Vzhľadom na hustotu merania, jeho presnosť a krok izanomál vydané mapy majú len orientačný charakter a boli podkladovým materiálom pre ďalšiu geofyzikálnu činnosť.

2. Geofyzikálne mapovacie merania v mierkach 1 : 25 000 a 1 : 50 000. Prevažnú časť predstavujú merania realizované v rámci dlhodobej úlohy Geofyzikálny výskum kryštalinika tatroveporíd (Obernauer et al., 1980). Vykonalí sa plošné tiažové merania a plošné pozemné merania vertikálnej zložky vektora magnetického poľa ΔZ v mierke 1 : 25 000.

Do tejto skupiny patria aj aeromagnetické a aerogamaspektrometrické merania realizované Geofyzikou, s. p., Brno (Gnojek a Janák, 1986). Merala sa veľkosť totálnej intenzity magnetického poľa T a 4 kanály žiarenia gama (U , Th , K a Tc – totál). Výstupom sú mapy izolínií v mierke 1 : 50 000. Výsledné mapy poskytujú ucelený prehľad o priestorovej pozícii zdrojov magnetických a gamaspektrometrických anomálií v oblasti. Pozemným overením významnejších anomálií a ich interpretáciou dosiahnuté výsledky významnou mierou prispeli k štúdiu geologickej stavby územia.

Do oblasti veporika okrajovo zasahujú merania v rámci úloh Geofyzikálny výskum Spišsko-gemerského rudohoria a Geofyzikálny výskum Lučensko-rimavskej kotliny (Bárta et al., 1969; Bodnár et al., 1979).

3. Úlohou detailných geofyzikálnych meraní bolo riešenie ložiskovej a hydrogeologickej problematiky. Použitý bol komplex geofyzikálnych metód (magnetometria, gravimetria, geoelektrické merania a gamaspektrometria). Geofyzikálny prieskum bol sústredený najmä do oblastí Uderiná, Mládzovo, Rimavská Baňa, Sinec a Hnúšťa. Výsledky detailných meraní sú zahrnuté v záverečných správach autorov Rozkošný (1966), Hricko (1968), Tkáčová (1969), Sklenčka (1972), Halmešová a Speváková (1975), Hronová (1977), Lizoň a Ardová (1979), Suchý a Valušiaková (1980), Kucharič (1981), Suchý a Boldiš (1983), Filo et al. (1989), Komoň a Maar (1989), Maďar (1990), Komoň a Maďar (1994), Komoň (1994) a Filo et al. (1994).

Súčasťou geofyzikálneho výskumu bolo aj štúdium hustotných, magnetických a rádioaktívnych vlastností hornín z odkryvov a vrtov z okolia Čierneho Balogu (ČBW-4, ČBW-5), Pohronskej Polhory (KV-1), Klenovca (KS-1) a Katarínskej Huty (KH-1). Výsledky štúdia sú zhodnotené v záverečných správach: Obernauer a Stránska (1979), Obernauer et al. (1980), Stránska et al. (1986), Husák (1996).

Regiónom prechádza aj medzinárodný seizmický profil 2T. Merania zahŕňali hlbinnú seizmickú sondáž, magnetoteluriku, profilovú gravimetriu, magnetometriu a merania VES (vertikálna elektrická sondáž).

V roku 1997 sa skončili práce na úlohe Mapa geofyzikálnych indícií a interpretácií – región Slovenské rudohorie-západ (Kubeš et al., 1997). Cieľom prác okrem zhodnotenia archívnych geofyzikálnych informácií bolo aj zostavenie mapy geofyzikálnej preskúmanosti, mapy anomálií tiažového a magnetického poľa a leteckej gamaspektrometrie, účelových máp (mapa geofyzikálnych anomálií, mapa úplných Bouguerových anomálií) a geofyzikálno-geologických rezov pozdĺž 5 vybraných profilov.

Podkladom konštrukcie mapy geofyzikálnych indícií a interpretácií (MGII) bola práca Šefaru et al. (1987) Štruktúrno-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát na účely prognózovania ložísk – geofyzikálne interpretácie, ktorá bola zostavená na základe plošných gravimetrických meraní, pozemnej a leteckej magnetometrie, gamaspektrometrie a regionálnych geoelektrických meraní v mierke 1 : 200 000. Využili sa aj ďalšie geofyzikálne metódy, najmä výsledky medzinárodného geofyzikálneho profilu 2T.

Geologická interpretácia MGII vychádzala zo znalostí o fyzikálnych vlastnostiach hornín a horninových komplexov (podrobne sú zhrnuté v záverečnej správe Kubeš et al., 1997), geofyzikálneho prejavu geologických fenoménov a porovnania geofyzikálnych výsledkov s výsledkami geologického mapovania.

Interpretácie geofyzikálnych máp

Aerogamaspektrometria

Z máp koncentrácie U, Th a K vyplynulo niekoľko oblastí so zvýšeným obsahom týchto prvkov (3–5 ppm eU, 10–15 ppm eTh a 1,5–3,5 % K). V severozápadnej časti územia je zvýšený obsah sledovaných prvkov zaznamenaný v oblasti kóty Turníky – Osrblie – Hronec. Podstatne väčšie zastúpenie majú rádioaktívne horninové komplexy v strednej a jv. časti regiónu, najmä v území Tisovec – Klenovec – Kokava nad Rimavicou – Ďubákovo – Hámor. Podobný obraz sa zistil v oblasti ohraničenej obcami Kokava nad Rimavicou – České Brezovo – Mládovo – Hradište. Tieto anomálie sa dajú vysvetliť výskytom rozličných typov najmä leukokratných granitoidov.

Magnetometria

Na magnetických mapách sa najvýraznejšie zobrazujú anomálne účinky produktov terciérneho a kvartérneho vulkanizmu. V západnej časti územia ide

o prejav vulkanického komplexu Javoria a Poľany a v severnej časti o vulkanický komplex v oblasti Breznianskej kotliny. Intenzívne anomálie sa zistili aj v širšom okolí Tisovca, Pohronskej Polhory a Rimavskej Bane.

Medzi najvýznamnejšie pásma anomálií, ktoré sa neprisudzujú účinkom hornín terciérneho vulkanizmu, patrí pásmo tiahnuce sa od Lovinobane cez Málinec, Kokavu nad Rimavicou k južnému okraju Tisovca. Magnetické pole v tomto pásme dosahuje amplitúdy niekoľko stoviek nT. Za zdroje anomálií sa považujú granatické svory s polohami grafitických metakvarcítov a metabázik, ktoré sa priradovali ku komplexu Ostrej (Bezák, 1982).

Výsledky kvantitatívnej interpretácie a modelovania zdrojov magnetických anomálií sú zahrnuté v záverečnej správe MGII (Kubeš et al., 1997).

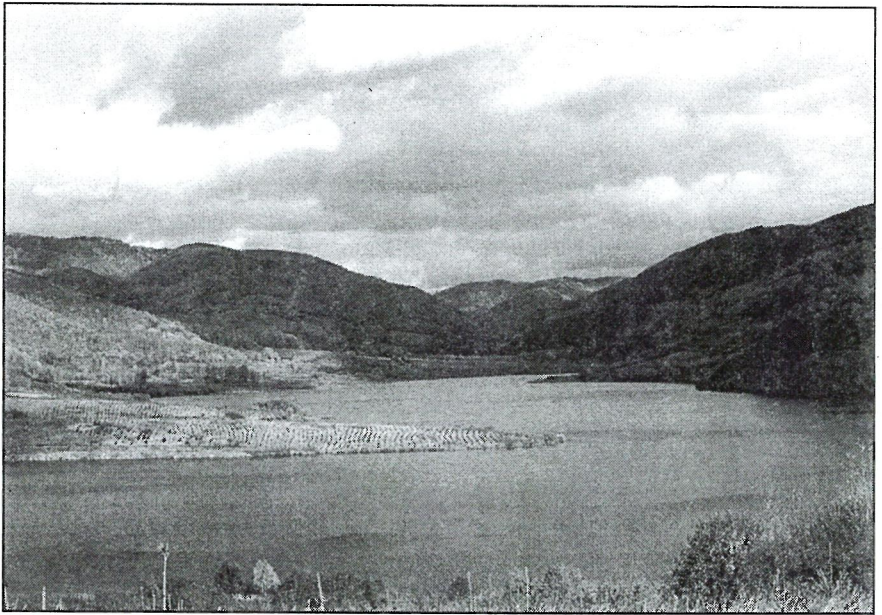
Gravimetria

Na základe výsledkov gravimetrického mapovania v mierke 1 : 25 000 boli zostavené základné a odvodené mapy Δg pre redukčnú hustotu $2,76 \text{ g/cm}^3$. Poskytli základný obraz o rozložení hustotných nehomogenít v horizontálnom a vertikálnom smere, t. j. vymedzenie relatívne ťažších a ľahších hmôt v predterciérnych útvaroch a indikáciu hustotných rozhraní ako možných prejavov tektonických línii rôzneho sklonu a hĺbkového založenia.

V tiažovom poli môžeme vyčleniť dve oblasti, navzájom oddelené líniou Divín – Šoltýska – Tisovec (divínsky zlom; obr. 18). Kým severnú časť charakterizuje absencia výrazných hustotných nehomogenít, južná je, naopak, na anomálne prejavy bohatšia.

Najvýraznejší tiažový účinok v severnej časti má vulkanický komplex Poľany. Táto výrazná záporná anomália izometrického tvaru, typická pre neovulkanické štruktúry, je zreteľná na všetkých gravimetrických mapách. Severnú časť územia budujú najmä granitoidy. Tieto granodiority sú v tiažovom poli charakterizované zvýšenými hodnotami tiaže, čo môže byť spôsobené hustotou meniacou sa podľa pomeru zastúpenia granodioritu a dioritu, alebo tým, že sú podstielané ťažším hustotným komplexom v pomerne malej hĺbke. Podľa Šefaru a Fila (in Plančár et al., 1977) je podložie granitoidov definované ako ťažšie v podobe metamorfítov. Hrúbka granitoidov je odhadnutá rádovo na prvé kilometre.

V území sa vyskytuje celý rad lokálnych kladných a záporných anomálií rôzneho tvaru a amplitúdy. Lineárne tiažové minimum smeru JZ–SV (os prechádza Ružinou, Dobročou, kótami Vagnerka a Sokolovo) kontroluje tektonicky predisponovanú pomerne širokú zónu, ktorej súčasťou môžu byť polohy ľahších granitoidov. Podobná situácia je na severnej strane divínskej línie. Zo záporných anomálií sa v tiažovom poli najviac prejavuje „klenovská“ anomália, ktorá bola kvantitatívne interpretovaná ako granit (Filo a Mikuška in Šefara et al., 1987).



Obr. 18 Priebek divínskeho zlomu dolinou Ipľa v oblasti priehrady Málinec
(Foto: V. Bezák)

Výsledok vrtu potvrdil správnosť interpretácie. S anomálnym účinkom ľahších granitoidov pravdepodobne úzko súvisia tiažové minimá v území České Brezovo – Lehota nad Rimavicou a s. od Zlatna. V kohútskom pásme sa prejavuje pás kladných anomálií, zo severu ohraničený divínskym zlomom a z juhu zdychavským zlomovým systémom. Túto oblasť budujú prevažne hybridné granitoidy, podstlané svormi komplexu Ostrej. Kladné anomálie severne od Rimavskej Bane a západne od Kocihy zodpovedajú anomálnemu účinku relatívne ťažších grafitických fylitov ochtinskej skupiny.

Mapa geofyzikálnych anomálií

V rámci úlohy Mapa geofyzikálnych indícií a interpretácií – región Slovenské rudohorie-západ – bola vyhotovená mapa geofyzikálnych anomálií v mierke 1 : 100 000 (Filo a Šantavý in Kubeš et al., 1997). Pre jej interpretáciu majú najväčší význam výsledky interpretácie magnetických a tiažových anomálií, na základe ktorých bola mapa zostavená. Aeromagnetické mapy poskytujú prehľad rozmiestnenia magneticky aktívnych hornín. V nich sa najviac prejavujú anomálne účinky neogénnych

vulkanitov breznianskej kotliny a východných okrajov vulkanických komplexov Javoria a Poľany a metamorfítov svorového charakteru.

Pre geofyzikálnu interpretáciu geologickej stavby Slovenského rudohoria má podstatný význam mapa úplných Bouguerových anomálií s redukčnou hustotou $2,67 \text{ g. cm}^{-3}$. Na základe nej je možné celé územie rozdeliť na dve základné časti. Celá severná a severovýchodná časť je charakterizovaná regionálnym tiažovým minimom, ktoré je odrazom prítomnosti relatívne ľahších hornín rôzneho petrografického typu a veku. Južnú časť reprezentuje regionálne tiažové maximum, zodpovedajúce najmä anomálnemu účinku metamorfítov veporika. Výnimkou sú relatívne minimá v území České Brezovo – Klenovec, ktoré majú bezprostredný vzťah k ľahším granitoidom v prostredí metamorfítov.

Na mape sú vyznačené hlavné geologické kontúry. Zakreslený je aj priebeh významných tektonických línií. Štruktúrno-tektonický obraz územia bol doplnený priebehom výraznejších fyzikálnych rozhraní lineárneho typu. Na mape sú schematicky vyznačené aj výskyty relatívne ťažších magnetických a nemagnetických, resp. ľahších magnetických a nemagnetických hornín. Tieto spomínané fyzikálne rozhrania sa nedávajú jednoznačne do súvislosti s tektonickými líniami. Často ide len o prejav hustotne a magneticky rozdielnych geologických prostredí v rámci tektonicky homogénneho horninového masívu.

Interpretované rozhrania majú základný smer JZ–SV. Najvýznamnejšie z nich sleduje priebeh muránskeho a divínskeho zlomu. V severozápadnej časti regiónu sú deformované rozhraniami smeru SZ–JV a v širšom okolí Tisovca aj smeru SSV–JJZ. V juhovýchodnej časti územia je ich priebeh komplikovanejší. Tu začínajú nadobúdať prevahu rozhrania základného smeru SSV–JJZ až S–J.

GEOLOGICKÝ A TEKTONICKÝ VÝVOJ ÚZEMIA

Najstaršími horninami v regióne sú vysoko metamorfované komplexy zložené z pararúl, ortorúl, amfibolitov, často s prejavmi migmatizácie. Vek protolitu je neznámy, predpokladá sa, že je spodnopaleozoický až proterozoický. Okrem toho v regióne vystupujú nízko metamorfované komplexy (svory, fylity), ktoré podľa palynológie sú pravdepodobne spodnopaleozoického veku a nesú znaky sedimentácie na kontinentálnej kôre. Tým je nepriamo doložená existencia predkambrického fundamentu.

Výsledkom hercýnskych tektonických procesov je tektonická superpozícia niekoľkých kôrových jednotiek líšiacich sa navzájom svojou litologickou náplňou i metamorfným vývojom (Bezák, 1994). Markantne sa to prejavuje aj v kryštaliniku veporika. Možno tu pozorovať pozíciu vysoko metamorfovaných hornín a granitoidov na nižšie metamorfovaných, juhovergentné (opačné ako alpínske) duktilné násuny hybridného komplexu a rúl na svory a podobne. Výrazne sa už v hercýnskej etape prejavil transpresný režim sprevádzaný vznikom strmých strižných zón.

Rekonštruovať hercýnsky tektonický vývoj je obťažné vzhľadom na naložené intenzívne alpínske tektonické procesy a nedostatočný počet geochronologických údajov. Z doterajších štruktúrnych pozorovaní a geochronologických datovaní možno vyvodit' nasledujúcu sukcesiu hercýnskych tektonických udalostí: najstaršie tektonické pohyby sú definované vysoko duktilnými štruktúrami v hybridnom komplexe. Majú generálnu vergenciu na J a miestami sú spojené s parciálnou anatexiou. Tieto pohyby súvisia s transportom vysoko metamorfovaných hornín a granitoidov z úrovne spodnej až strednej kôry do vyšších kôrových úrovní. Zatiaľ nevedno, či pôvodná vysokoteplotná metamorfóza týchto komplexov náleží ku kadomskej alebo najstaršej, hercýnskej tektogenéze.

V záverečných štádiách tejto etapy došlo k intrúziám granitoidov typu S. Pri ďalšom dosúvaní sa vysoko metamorfované komplexy spolu s granitoidmi zbližili s komplexmi spodnopaleozoických metamorfítov, ktorých metamorfóza prebehla vo vyšších častiach fácie zelených bridlíc. Tektonické procesy prebiehali v kompresnom a transpresnom režime. Dali základ extrémne zložitému štruktúrnemu inventáru metamorfítov, ktorý bol poznamenaný ešte aj následnými alpínskymi pohybmi. Okrem zložitých vrásových štruktúr v tejto etape sa pravdepodobne položili základy významných zlomov (horizontálne posuny) v.-z. a sv.-jz. priebehu.

Hercýnska extenzná etapa sa zo štruktúrneho hľadiska dešifruje obťažne. Skôr na ňu poukazujú geologické fenomény (intrúzie granitoidov v extenznom režime, tvorba vrchnopaleozoických bazénov, vulkanizmus, rýchle odkrytie granitoidov).

Centrálne časti dnešného stredoslovenského veporika sa po hercýnskej orogéne stali na dlhé obdobie (najvyšší karbón – spodný perm, teda počas asi 40 Ma) elevačnou oblasťou, kde prebehla intenzívna erózia až na úroveň granitoidov veporského plutónu. Tie intrudovali do strednokôrových úrovní. Predvrchnopermská denudácia podľa toho dosiahla aspoň okolo 10–15 km. V najjužnejších častiach veporika sú však prítomné aj vrchnokarbónske sedimenty uložené v plytkovodnom deltovom prostredí. V predskýtskom období bol už terén peneplenizovaný, ako možno usudzovať z charakteru a pomerne stálej hrúbky spodnotriasových klastík.

Bázu federatskej jednotky tvoria pravdepodobne vrchnopermské arkózové pieskovce a zlepenice premenlivej hrúbky, ktoré sú zrejme kontinentálnymi fluviaálnymi sedimentmi. Podobné prostredie aluviálnej plošiny možno predpokladať aj pre nadložné spodnoskýtske kremence, ktoré sú však lepšie vytriedené, dobre zvrstvené a mohli byť prepracované aj v plážovom prostredí. Vrchnoskýtske vrfenské bridlice majú fluviaálny a lagunárno-príbrežnomorský pôvod.

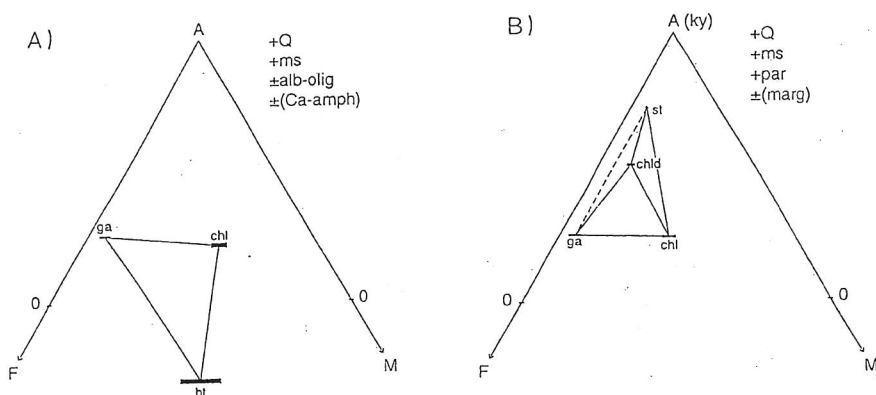
Nadložné federatské stredno- a vrchnotriasové karbonáty sú širšie zachované len v oblasti divínskej synformy (tuhárska sukcesia). Ani tu však ich bližšie stratigrafické členenie nie je možné vzhľadom na pomerne vysokú metamorfózu a nezachovanie fosílií. Generálne predstavujú sedimenty šelfovej karbonátovej platformy s vnútrošelfovými panvami. Fácie karbonátovej platformy sú reprezentované masívnejšími typmi tmavých (gutensteinské) a svetlých (steinalmské, wettersteinské) vápencov a doskovitých dolomitov. Dolomity sa nachádzajú v spodných častiach, a potom vo väčšej hrúbke najmä v najvyšších častiach sledu, kde zrejme reprezentujú fáciu lagunárneho hlavného dolomitu. Medzi tým sa na úrovniach vrchnej časti stredného a spodnej časti vrchného triasu usadili panvové typy sedimentov – najmä sivé (reiflinské) a svetlé (raminské?) rohové vápence prechádzajúce až do kremitých vápencov a tmavé fylitizované bridlice reingrabenského typu s polohami kremitých bridlíc až silicitov.

Paleogeografická pozícia domovskej oblasti muránskeho príkrovu nie je presne známa, bola to však rozsiahla šelfová plytčina v blízkosti pasívneho kontinentálneho okraja. Litostratigrafický sled sa začína lagunárno-plytkomorskými skýtskymi sedimentmi (bodvasilašské a sinské súvrstvie), na ktoré nasadajú mohutné komplexy stredno- až vrchnotriasovej karbonátovej platformy. V spodnej časti sa vyskytujú sedimenty karbonátovej rampy (gutensteinské súvrstvie a annaberský vápenec), na ktorom ležia rifové telesá steinalmského a wettersteinského súvrstvia, vyššie tisoveckého a furmaneckého vápenca. Zarifové lagúny boli vyplnené dachsteinskými vápencami. Najmladšie členy zachované na území regiónu sú reprezentované plytkomorskými vápencami rétu a pravdepodobne aj spodnej jury.

Pravdepodobne v období najvyššej jury, resp. najspodnejšej kriedy sa do oblasti stredného a južného veporika presunuli príkrovové systémy gemerika

a vyšších tektonických jednotiek: Kôrové zhrubnutie vyvolalo postupné zahriatie a alpínsku metamorfózu komplexov veporika i gemerika. V strednej a vrchnej kriede veporský metamorfny dóm stúpala a chladol v podmienkach extenzného tektonického režimu, keď bolo jeho tektonické nadložie odstránené tektonickou denudáciou – východovergentným odsúvaním nadložných komplexov, čo je dobre zachované v štruktúrnom zázname najmä hornín federatskej jednotky a vrchných častí podložného fundamentu, ale aj spodných častí gemerika. Zároveň však tektonická denudácia v pretrvávajúcich kontrakčných podmienkach umožnila ďalšie skrakovanie na sinistrálnych transpresných vrásovo-šupinových zónach smeru JZ–SV. Výsledkom je zložitá stavba veporického fundamentu, kde sa v tesnom susedstve nachádzajú jednotky s odlišnou alpínskou i predalpínskou tektonometamorfnou históriou.

Spomedzi jednotiek západokarpatského kryštalinika je to práve oblasť veporickej jednotky, ktorá bola postihnutá najintenzívnejšou alpínskou metamorfózou. Penetratívna alpínska deformácia je v skúmanom území orientovaná prevažne vo v.-z. až jz.-sv. smere, ako naznačuje orientácia lineácie, krenulačnej kliváže, osi vrás a plochy deformačnej foliácie. Deformácia vo veľkej miere využíva predalpínsky štruktúrny plán, ako aj litologické inhomogenity. Alpínska tektonometamorfoza veporika prebehla pred presunom muránskeho príkrovu, čo je doložené štruktúrne i petrograficky (Pouba, 1951; Vrána, 1966). Na výskum alpínskych štruktúrno-deformačných prvkov je príhodný mezozoický obal, ale na charakterizáciu alpínskej regionálnej metamorfózy sú klastické členy tohto súboru málo vhodné, keďže prakticky neobsahujú indikačné metamorfné minerály (Vrána, 1966).



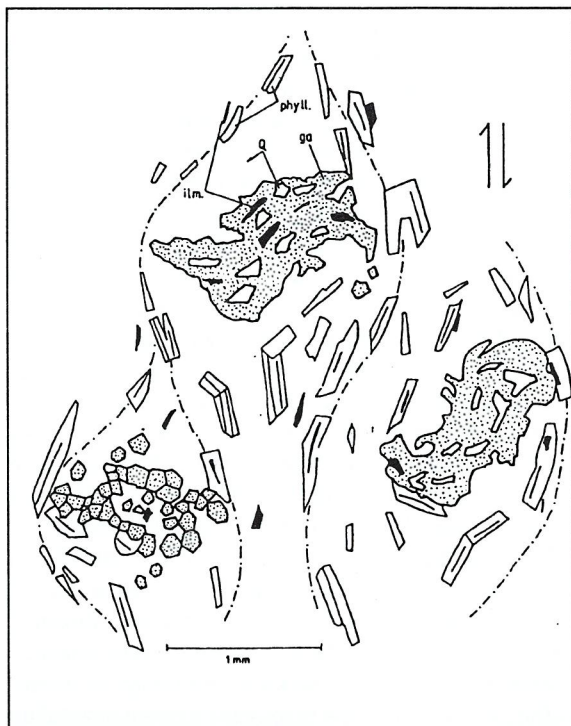
Obr. 19 Diagramy indikačnej alpínskej asociácie v predalpínskych metamorfitoch
A – v bežnejších granatických rulách, B – vo svoroch s vysokým obsahom hliníka a železa

Pestrejšie minerálne reakcie v horninách kryštalinika, najmä v metamorfitech, umožňujú v kontexte so štruktúrnymi a geochronologickými údajmi exaktnejšie stanovenie podmienok a veku alpskej metamorfózy veporika. Novotvorené minerálne asociácie v metapelitoch (obr. 19) reprezentujú lemy na predalpínskych granátoch obohatené grossulárovou zložkou, sludy, chloritoid, ojedinele staurolit, prípadne kyanit a amfibol tschermakitového typu (Kováčik et al., 1996). V granitoidoch sa premeny vyznačujú albitizáciou plagioklasu, sčasti i K živca, vývojom granátu grossulárovo-almandínového zloženia, slúd a minerálov epidotovo-zoizitovej skupiny. Metamorfné prejavy barrovského typu majú neskorosyn- až postkinematickú povahu (obr. 20) a uplatňujú sa ako výsledok transpresnej tektonickej reaktívacie kryštalinika. Alpska tektonometamorfná reaktívacia kryštalinika je vo veľkej miere viazaná na zvýšenú fluidnú a tepelnú cirkuláciu. V regionálnom, ale aj v lokálnom meradle možno doložiť vývoj novotvorených minerálov v dôsledku remobilizácie mnohých zložiek (alkálie, kremík, horčík, hliník atď.).

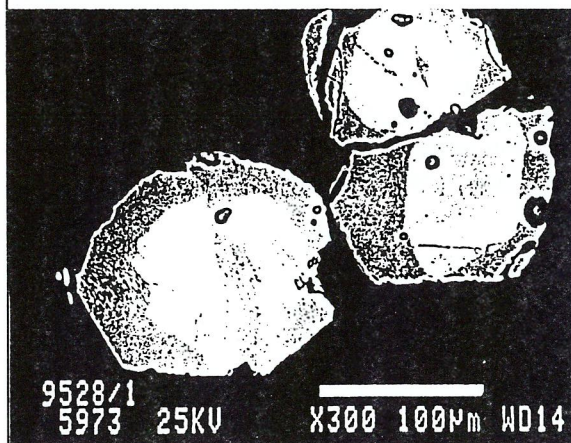
Všeobecne alpska metamorfóza v južnom veporiku má úzky vzťah k ložiskotvorným procesom.

Otázka detailného stanovenia p-T podmienok alpskej regionálnej metamorfózy nie je vo všetkých aspektoch vyjasnená (Kováčik et al., 1996). Ak napríklad do geotermobarometrických výpočtov v metapelitoch zahrnieme aj Ca zložku v granáte, získame teplotu až 580 °C a tlak okolo 1 000 MPa, v niektorých prípadoch až 2 000 MPa. V prípade, keď neuvažujeme Ca zložku, teplota metamorfózy sa na základe granátovo-biotitového geotermometra pohybuje medzi cca 400–480 °C, ako to naznačujú aj údaje z petrogenetických mriežok. Vzhľadom na neprítomnosť viac jednoznačných vysokotlakových minerálnych indikátorov na základe semiempirických tlakových odhadov zo zloženia novotvoreného muskovitu v leukofylite a amfibolu v amfibolitoch sa v oceňovaní alpskej metamorfózy viac prikláňame k podmienkam strednej až vyššej časti fácie zelených bridlíc a k nižším až strednotlakovým podmienkam. Ak vypočítané vyššie-tlakové podmienky majú odrážať reálny stĺpec nadložných hornín, tak v reálnych geologických súvislostiach severného aj južného veporika si ho možno ťažko predstaviť. V mladopaleozoických súboroch v styčnej zóne veporika a gemerika (predovšetkým ochtinské súvrstvie) sa lokálne vyskytujú kyanitovo-chloritoidové bridlice (Vrána, 1964). Metamorfné podmienky tohto barrovsky metamorfovaného súboru dosahujú nižšiu, maximálne strednú zónu fácie zelených bridlíc a v zásade sa neodlišujú od stupňa alpskeho prepracovania kryštalinika (Vrána, 1966).

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ datovanie novotvorených amfibolov z metapelitov indikuje počiatkové metamorfné prejavy v období 110–115 Ma (alb), ktoré sú najskôr dôsledkom kolízie veporika s gemerikom. Výrazná koncentrácia vekových spektier v období cca 86–89 Ma svedčí o zrýchlenom výzdvihu oblasti, čo je pravdepodobne bezprostredne nasledované presunom muránskeho príkrovu. V geodynamickej koncepcii alpskeho vývoja predpokladáme, že základné alpske tektonometamorfné prepracovanie je ohraničené oboma naznačenými konvergentnými procesmi. Až po týchto udalostiach nasleduje extenzný režim, pričom



Obr. 20 a) Deformácia predalpínskych porfyroblastov granátu v krehko-plasticom strižnom režime za vzniku asymetrických klasťov (matrix najmä kremeň). Uzavretý kremeň a ilmenit kopírujú zmysel rotácie hostiteľského granátu. Vľavo vznik zárodočných centier novotvoreného granátu.



b) Korózia a vyhojovanie reliktov dezintegrovaného granátu fázou obohatenou o grossulárovú zložku (sivé lemy okolo svetlých jadier). Mladšie pukliny už nespôsobili ďalšiu redistribúciu zložiek.

na základe K/Ar a $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analýz biotitu počas vrchnokriedového obdobia teplota v istých blokoch kryštalinika neklesla pod 300 °C.

Muránsky príkrov sa na denudovaný reliéf veporika presunul ako pri-povrchový príkrov odlepenia pravdepodobne až v senóne. Následne, v najvyššej kriede a v najspodnejšom paleogéne, bola oblasť postihnutá sinistrálnou transpresiou kulminujúcou krehkým posunom na muránskom a divínskom zlome. Kinematika zlomových štruktúr bola počas paleogénu a spodného miocénu kontrolovaná pretrvávajúcou, generálne s.-j. kompresiou. Tú v strednom miocéne vystriedala extenzia sprevádzaná vývojom panví a intenzívnou vulkanickou činnosťou. V tomto období boli aktívne najmä zlomy sz.-jv. smeru (napr. tisovecký, málinecký). Vertikálne pohyby na zlomoch mali často oscilačný charakter.

Klenbovité výzdvihy veporika je doložený v priebehu celého neogénu až do recentu. Západné okraje klenby sú ohraničené značne erodovanými bádensko-sarmatskými vulkánmi Poľana, Javorie a Lysec. Na južnú časť svahov klenby veporika zasahujú sedimenty pontu a bádensko-sarmatské vulkanity pokoradzského súvrstvia. Vulkanické centrá stratovulkánov sú lokalizované v okrajových častiach veporickej antiformy v hraniciach maximálnych diferenciálnych tektonických pohybov. Mladšie sedimenty pontského veku (najmä riečne fácie) zastúpené poltárskym súvrstvom na mapované územie zasahujú z najsevernejších častí Lučenskej kotliny, kde sú diskordantne uložené na predterciérnych útvaroch v podobe výbežkov. Táto posledná významnejšia sedimentačná etapa súvisí s termickými pohybmi, na ktoré je viazaný aj bazaltový vulkanizmus Lučenskej kotliny, ktorý však už na mapované územie nezasahuje.

Geologický vývoj kvartéru územia bol podmienený nerovnomerným neotektonickým zdvihom, pričom v priebehu kvartéru došlo k postupnému intenzívnejšiemu zdvihu a vykleňovaniu centrálnej a severnej časti Slovenského rudohoria, v dôsledku čoho terasové systémy Hrona, Rimavy, Slanej a Ipl'a sa dostali do odlišných výškových pozícií. Zreteľne sa to prejavuje najmä v prípade terás a terasovaných náplavových kužeľov spodného a stredného pleistocénu.

HYDROGEOLOGICKÉ POMERY

Kryštalinikum regiónu Slovenské rudohorie – západná časť – je hydrogeologicky málo preskúmané. Na úrovni podrobného základného hydrogeologického výskumu nebolo zhodnotené. Pri charakterizovaní hydrogeologických pomerov sa preto opierame o vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000 a 1 : 200 000, list Banská Bystrica (Kullman et al., 1978).

Hydrogeologické pomery územia sú podmienené jeho geologicko-tektonickou stavbou, morfológickými, klimatickými a hydrologickými podmienkami. Tieto základné faktory ovplyvňujú vznik podzemných vôd, ich obeh, akumuláciu v hydrogeologických štruktúrach a formujú ich fyzikálno-chemické vlastnosti.

Obyčajné podzemné vody

Na základe geologicko-tektonickej stavby môžeme v študovanom území vyčleniť:

- podzemné vody kryštalinika a mladšieho paleozoika,
- podzemné vody mezozoika,
- podzemné vody terciéru,
- podzemné vody kvartéru.

Podzemné vody kryštalinika a mladšieho paleozoika

Územie tvorené kryštalickými horninami (kryštalické bridlice, granitoidy, migmatity) a horninami mladšieho paleozoika (permu a karbónu) zaberá takmer tri štvrtiny celkovej plochy záujmovej oblasti. Obeh podzemných vôd sa sústreďuje prevažne na zónu podpovrchového rozvoľnenia hornín a na zónu zvetrávania, lokálne aj na poruchové pásma. Intenzita puklinovej cirkulácie vôd závisí od formy, priestorového rozloženia, hustoty a roztvorenosti diskontinuit a od charakteru zvetrania a rozpojenia podpovrchovej zóny masívu. Horninové prostredie kryštalinika sa vyznačuje nízkou až veľmi nízkou priepustnosťou. Nachádza sa tu množstvo drobných puklinových a sutinovo-puklinových prameňov s výdatnosťou prevažne do $0,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, zriedkavo do $0,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a len výnimočne viac. Odrazom celkových hydrogeologických pomerov sú údaje o špecifickom podzemnom odtoku, ktoré umožňujú získať predstavu o základných hydrogeologických zákonitostiach v masívoch. Prehľad hodnôt špecifického podzemného odtoku pre dva typy horninového prostredia je uvedený v tabuľke 28.

Tab. 28 Prehľad hodnôt priemerných a minimálnych špecifických podzemných odtokov z vybraných typov horninového prostredia v hydrologických rokoch 1971–1980 (V. Dovina, 1984)

Charakteristické horninové prostredie	Tok <i>Vodomerná stanica</i> (Zrážkomerná stanica)	Plocha povodia	Priemerný ročný úhrn zrážok	Špecifický podzemný odtok ($l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$)	
		(km^2)	(mm)	priemer.	minim.
granitoidné horniny, menší podiel kryštalických bridlíc	Čierny Hron <i>Čierny Balog</i> (Krám)	64,61	740	5,45	3,07
	Klenovecká Rimava <i>Ráztočné</i> (Hnúšťa)	67,36	750	4,73	2,67
kryštalické bridlice, menší podiel granitoidných hornín	Čierny Hron <i>Hronec</i> (Krám)	239,41	740	6,21	3,73
	Kamenistý potok <i>Hronček</i> (Krám)	48,86	740	7,55	4,60
	Rimavica <i>Lehota n/ Rimavicou</i> (Lehota n/ Rimavicou)	148,95	730	4,13	2,53

Celkovo možno oblasť granitoidných hornín charakterizovať ako stredne zvodenenú a oblasť tvorenú migmatitmi a kryštalickými bridlicami ako nízko zvodenenú. Štruktúrnym vrtom KV-1 v Pohronskej Polhore sa v hĺbke 8,0–380 m zachytili migmatity a granitoidy kráľovohorského komplexu, v hĺbke 380 až 500 m svory a amfibolity hronského komplexu (Hanzel in Klinec et al., 1968). Ako hydrogeologicky najpriaznivejšie horniny sa tu javia granitoidy, najmä tektonicky porušené až mylonitové zóny, zatiaľ čo hronský komplex sa javí ako takmer nepriepustný. Merná výdatnosť horizontu $0,008 l \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$ je veľmi nízka. Hydrogeologický vrt MC-2 v Málinci, ktorý v hĺbke 6–9 m zachytil granodiority, dosiahol pri čerpacej skúške trvajúcej 11 dní výdatnosť $0,4 l \cdot s^{-1}$ pri znížení 1,45 m. Pre prostredie granitoidných hornín je typické veľké množstvo málo výdatných ($0,1–0,2 l \cdot s^{-1}$) puklinových a sutinovo-puklinových prameňov. Väčšie pramene s výdatnosťou nad $0,5 l \cdot s^{-1}$ sú zriedkavé, ich výskyt je často viazaný na rozsiahlejšie zlomové poruchy alebo mylonitové zóny. Potvrďuje to napríklad výtok z prieskumnej štôlne Izabela pre PVE Ipeľ, drénujúcej rozsiahlejši

horninový areál, kde z intenzívne drvených zlomových pásem vytekalo celkovo $3,0 \text{ l.s}^{-1}$ (Dovina in Bezák et al., 1988). Zachytené a vodárensky využívané pramene Urbanov vrch č. 1 až 5 v Čiernom Balogu vyvierajúce z tektonicky porušených migmatitov majú sumárny rozkvy výdatnosti od $0,3$ do $2,4 \text{ l.s}^{-1}$ a sumárnu priemernú výdatnosť $0,66 \text{ l.s}^{-1}$ (Dovina in Hraško et al., 1987).

Kryštálické bridlice možno charakterizovať malou až veľmi malou puklinovou priepustnosťou a veľmi malým zvodnením, pričom fylitické polohy sú napriek bridličnatosti až nepriepustné. Veľmi plytký obeh podzemných vôd je viazaný na zónu podpovrchového rozvoľnenia hornín a na tektonicky porušené až mylonitizované zóny. Vrtom S-1 v Poltári sa z fylitov a bridlíc čerpalo $0,15 \text{ l.s}^{-1}$ pri znížení $2,3 \text{ m}$, čo zodpovedá mernej výdatnosti $0,06 \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$. Výdatnosť prameňov sa pohybuje v rozmedzí $0,01$ až $0,1 \text{ l.s}^{-1}$, v poruchových pásmach sa vyskytujú pramene zvyčajne nepresahujúce výdatnosť $1,0 \text{ l.s}^{-1}$. Z významnejších prameňov možno spomenúť prameň 100 m jz. od lazú Medené v Klenovci s výdatnosťou $2,5 \text{ l.s}^{-1}$. Dva sutinovo-puklinové pramene, Bugárova č. 1 a 2 v Turíčkach vystupujúce zo svorov, majú rozpätie výdatnosti $0,29$ až $1,21 \text{ l.s}^{-1}$, resp. $0,25$ – $0,61 \text{ l.s}^{-1}$ a priemernú výdatnosť $0,52 \text{ l.s}^{-1}$, resp. $0,48 \text{ l.s}^{-1}$ (Dovina in Klinec et al., 1984).

Súvrstvia mladšieho paleozoika (ochtinské, slatvinské, rimavské) sú nízko zvodnené, s veľmi plytkým obehom podzemných vôd. Pramene majú výdatnosť prevažne len do $0,2 \text{ l.s}^{-1}$, ojedinele do $0,5 \text{ l.s}^{-1}$. Z hydrogeologického hľadiska súvrstvie nemá veľký význam.

Hlavným mineralizačným procesom v horninovom prostredí kryštalinika a mladšieho paleozoika je rozklad silikátov. Podzemná voda vadózneho pôvodu je typu Ca-Mg-HCO_3 a Ca-HCO_3 , mineralizácia dosahuje hodnoty 50 – 130 mg.l^{-1} , pri hlbších obehoch býva vyššia. Je charakteristická aj mierne kyslým pH, nízkou karbonátovou tvrdosťou a prítomnosťou agresívneho CO_2 .

Podzemné vody mezozoika

Hydrogeologicky priaznivé mezozoické sedimenty na danom území vystupujú na povrch len útržkovite. Najvýznamnejšia ucelená hydrogeologická štruktúra sa nachádza na sv. okraji územia v jz. výbežku Muránskej planiny – v tzv. Tisoveckom krasi. Karbonátické členy Tisoveckého krasu sú od samotnej planiny oddelené dolinou Rimavy, hlboko zarezanou do spodnotriasových nepriepustných súvrství. Horniny s vysokou krasovo-puklinovou priepustnosťou sú odvodňované pri sv. okraji do doliny Furmanca. Krasové vody sa sústreďujú do dvoch krasových prameňov: zachytenej a vodárensky využíwanej „periodickej vyvieracky“ a prameňa Teplica (tab. 29).

Tab. 29 Minimálna a maximálna výdatnosť krasových vyvieraciek Tisoveckého krasu v $l.s^{-1}$ (podľa E. Kullmana et al., 1978)

Názov prameňa	Q_{min}	Q_{max}
Periodická vyvieracia	6	60
Teplica	5,25	756

Ďalšie výskyty mezozoických hornín sú jednak v severnej časti územia, kde v oblasti Osrblia vystupujú kremence spodného triasu, jednak v jz. časti územia, kde sú podzemné vody mezozoika viazané na kremence a rauvaky spodného triasu a vápence a dolomity stredného až vrchného triasu. Spodnotriasové bridličnato-kremencové súvrstvia sa vyznačujú dobrou puklinovou priepustnosťou, no vzhľadom na malý rozsah nehrajú významnejšiu hydrogeologickú úlohu. Piesčité bridlice v nadloží kremencov majú funkciu izolátorov. Väčšina prameňov dosahuje výdatnosť len do $0,2 l.s^{-1}$, ojedinele v silno rozpukaných kremencoch do $0,5$ až $1,0 l.s^{-1}$. Vápencovo-dolomitické súvrstvia spolu so spodnotriasovými rauvkami sa, naproti tomu, vyznačujú dobrou puklinovou a krasovo-puklinovou priepustnosťou a zvodnenie týchto komplexov je vysoké. V oblasti sa vyskytuje viacero významných prameňov, často vodárensky využívaných. Prehľad výdatnosti najvýznamnejších z nich je v tabuľke 30.

Tab. 30 Výdatnosť prameňov vápencovo-dolomitických štruktúr spodného a stredného triasu (v $l.s^{-1}$, údaje podľa StVaK Banská Bystrica a SHMÚ Bratislava)

Názov prameňa	Q_{min}	Q_{max}	Q_{priem}
Anderlová č. 1 a 2	12,30	22,10	19,53
Teplica	10,50	20,10	12,12
Krčmárka	0,52	1,96	0,99
Pod hrabom	0,57	2,17	1,29

V hydrogeologickej štruktúre v oblasti Osrblia (prevažne mimo regiónu) boli dokumentované skryté prestupy podzemných vôd z dolomitov do povrchových tokov v rozsahu od 70 do $90 l.s^{-1}$. Prírodné zdroje v štruktúre sa odhadujú na $80-100 l.s^{-1}$ (Dovina in Hraško et al., 1987).

Z hydrogeochemického hľadiska sú podzemné vody kremencov Ca-Mg-HCO₃ typu s celkovou mineralizáciou od 70 do $150 mg.l^{-1}$, podzemné vody karbonátov sú Ca-Mg-HCO₃ typu, s mineralizáciou v rozmedzí $200-300 mg.l^{-1}$.

Podzemné vody terciéru

V záujmovom území sa terciérne horniny nachádzajú v nasledujúcich hydrogeologických celkoch:

- hydrogeologický celok paleogénu,
- hydrogeologický celok sedimentárneho neogénu,
- hydrogeologický celok neovulkanitov.

Paleogénne horniny vystupujú na povrch len obmedzene, a to najmä v údolí potoka Rohozná v severnej časti územia. Ide o súvrstvie s flyšovým striedaním ílovcov, pieskovecov a zlepcov, pričom ílovce sú v prevahe alebo v rovnováhe s pieskovecami a zlepcami. Z tohto dôvodu, hoci puklinová priepustnosť pieskovecov a zlepcov je dobrá, súvrstvie ako celok považujeme za nepriepustné. Výdatnosť ojedinelých puklinových prameňov viazaných obyčajne na väčšie rozlohy zlepcov a pieskovecov je väčšinou malá. Pohybuje sa medzi 0,01 až 0,2 l.s⁻¹, málokedy dosahuje 0,3–0,4 l.s⁻¹ (Dovina in Ivanička et al., 1986). Väčšina hydrogeologických vrtov dokumentovala nízku mernú výdatnosť medzi 0,00–0,05 l.s⁻¹.m⁻¹. Hydrogeologický význam celku paleogénnych sedimentov je len malý.

Plošne rovnako malú rozlohu zaberajú horniny vrchných členov sedimentárneho neogénu, ktoré nachádzame jednak na južnom okraji územia, kde zasahujú sedimenty výbežkov Lučenskej kotliny, jednak ako výplň Breznianskej kotliny. V oboch prípadoch ide o komplexy sladkovodných sedimentov, ktoré sú tvorené prevažne ílmi, vápnitými ílmi až siltmi, pieskami a štrkami, v menšej miere pieskovecami a zlepcami. Časté sú polohy tufov, tufitických piesčitých ílov i lávových prúdov. Priepustnosť hornín je medzizrnová, len v prípade pieskovecov a zlepcov puklinová. Akumulácia podzemných vôd s napätou hladinou sa sústreďuje na piesky a štrky, no vzhľadom na malú mocnosť a nepriebežnosť vrstiev, ako aj na vysoký obsah ílovitej frakcie je obeh podzemných vôd veľmi obmedzený. Výdatnosť prameňov je obyčajne od 0,1 do 0,2 l.s⁻¹, ojedinele vyššia – do 0,5–1,2 l.s⁻¹.

Neovulkanity sa vyskytujú najmä v západnej a juhozápadnej časti územia, kde svojim východným okrajom zasahujú stratovulkány Poľany a Javoria. Efúzívne horniny s puklinovo-medzizrnovou priepustnosťou sa striedajú s ich vulkanoklastikami s medzizrnovou priepustnosťou. Všeobecne vulkanoklastiká majú prevahu nad efúzivami. Stratovulkanická stavba horninového komplexu podmieňuje obeh podzemných vôd. Podľa Škvarku (in Kullman et al., 1978) sú podzemné vody viazané na nasledujúce štruktúry:

1. zónu zvýšenej puklinovitosti,
2. porózne vulkanické horniny,
3. výrazné zlomové línie.

Puklinovitost' aj pórovitost' hornín je veľmi premenlivá, závisí od genézy, exogénnych procesov a tektonického porušenia. Vrchná časť masívov je vplyvom

zvetrávaní a gravitácie výraznejšie rozpukaná, čo spolu s hustým zalesnením podporuje infiltráciu zrážkových vôd. Hlavné smery filtrácie podzemných vôd sú rovnobežné s puklinovými systémami, ktoré súvisia s regionálnou tektonickou stavbou územia. Podzemná voda sa vo zvýšenej miere akumuluje aj na stykových plochách medzi kryhami blokových polí na okraji pohoria. Vulkanoklastické horniny majú širokú škálu hydrogeologických vlastností v závislosti od aktívnej pórovitosti. Prevažná časť infiltrovaných vôd s plytkým obehom vystupuje na povrch vo forme vrstvových prameňov s výdatnosťou do 3 l.s^{-1} , ktoré sa koncentrujú v miestach styku hydraulicky priaznivých hornín s menej priepustnými vulkanoklastikami. Napriek dobrým filtračným vlastnostiam vulkanických hornín výdatnosť prameňov nebýva veľmi vysoká, čo je spôsobené malou plochou infiltračných oblastí. Menšia časť vôd preniká hlbšie do masívu a neskôr vystupuje vo forme puklinových a sutinovo-puklinových výverov s výdatnosťou väčšinou od 0,3 do $0,5 \text{ l.s}^{-1}$, alebo skryto prestupuje do povrchových tokov.

Podzemné vody kvartéru

Hydrogeologický význam sedimentov kvartéru vzhľadom na ich obmedzený plošný rozsah a slabé filtračné schopnosti je veľmi malý. Výraznejšie akumulácie podzemných vôd sa viažu len na aluviálne náplavy tokov, z ktorých najväčší význam majú potoky Rimava, Rimavica a horný tok Ipľa. Piesčité štrky, miestami hlinité a ílovité, ktorých mocnosť značne kolíše (maximum 3 až 5 m), sú prekryté povodňovými hlinami, ílmi a ílovitými pieskami hrúbky 0,2 až 3 m. Koeficient filtrácie štrkov na úseku Rimavy medzi Tisovcom a Hnúšťou je od $1,05 \cdot 10^{-4}$ do $2,9 \cdot 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$. Dopĺňanie zásob podzemných vôd sa deje najmä brehovou a dnovou infiltráciou z povrchových tokov, menej z okolitých svahov v miestach, kde sú vyvinuté štrkové terasy, a zo zrážok. Hladina podzemných vôd je v priamej spojitosti s hladinou v tokoch. Stupeň transmisivity sedimentov kvartéru je v prevažnej väčšine nízky, ojedinele stredný.

Minerálne vody

V oblasti kryštalických hornín základným mineralizačným procesom tvorby chemického zloženia podzemných vôd je hydrolytický rozklad silikátov, a to najmä živcov a sľúd, v malej miere oxidácia sulfidov. V oblasti sa nachádza niekoľko prameňov so studenou uhličitou minerálnou vodou: (napr. Čierny Balog, prameň BB-35, Kokava nad Rimavicou RS-21, RS-23). Podzemné vody v závislosti od prevažujúceho mineralizačného procesu prechádzajú od výrazného Ca-HCO_3 typu cez prechodný $\text{Ca-SO}_4\text{-HCO}_3$ až po zmiešaný, resp. nevýrazný Ca-SO_4 typ. Pri zvýšenej teplote a tlaku dochádza k hydrolytickému rozkladu živcov za vzniku uhličitých minerálnych vôd Na-HCO_3 typu.

Predpokladá sa však, že vzhľadom na nízku mineralizáciu ide o zlomové vyústenie relatívne plytkých obehov podzemných vôd, sýtených CO₂ len v konečnej fáze výstupu. Priemerné chemické zloženie vôd kryštalinika je podľa Hanzela et al. (in Kullman et al., 1978) takéto:

M	S ₁	S ₂	A ₂	Mg/Ca	SO ₄ /M
66,35	26,1	24,2	49	0,41	0,128

V horninovom prostredí mezozoika sú dominantným genetickým typom karbonátogénne vody ako výsledok rozpúšťania karbonátov. Vody z čistých vápencov sú Ca–HCO₃ typu, z dolomitov a vápencov Ca–Mg–HCO₃ typu, ojedinele, v prípade čistých dolomitov, aj Mg–HCO₃ typu. V krasovom prostredí podzemné vody s rýchlym obehom, a teda s krátkou dobou kontaktu s horninou, nedosahujú rovnovážny stav s kalcitom a obsahujú nadbytočný, agresívny CO₂. Obdobné chemické zloženie vďaka vysokému obsahu vápnitej zložky v horninách majú aj podzemné vody sedimentárneho neogénu, ktoré sú Ca–HCO₃, resp. Ca–Mg–HCO₃ typu.

Pri tvorbe chemického zloženia podzemných vôd neovulkanitov sa vďaka rôznorodosti geologickej stavby a podmienok obehu uplatňuje viacero mineralizačných procesov. Najvýznamnejší je hydrolytický rozklad silikátových minerálov, v menšej miere oxidácia sulfidov a rozpúšťanie karbonátov, obmedzene sa uplatňujú procesy iónovymeny a sorpcie. Gazda (in Kullman et al., 1978) rozdelil prostredie neovulkanitov na štyri zóny s typickým chemickým zložením podzemných vôd:

Zóna	Chemický typ podzemných vôd	Celková mineralizácia [mg.l ⁻¹]
plytké obeh	Ca–(Mg)–HCO ₃ , Ca–(Mg)–SO ₄	0,05–0,25
poruchové zóny	Ca–(Mg)–HCO ₃	0,2–0,8
hlbinné obeh	Na–HCO ₃ , Ca–(Mg)–HNO ₃	0,3–1
oxidačné zóny	Ca–(Mg)–SO ₄ , M–SO ₄	0,5–5,0

Tab. 31 Chemické analýzy vybraných minerálnych prameňov (údaje v mg.l⁻¹)

Lokalita	Názov prameňa	Q l.s ⁻¹	T °C	M	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Mn ⁺	Fe ²⁺	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
Čierny Balog	Kyslá BB-35	0,02	12,0	397,8	16,6	2,4	12,4	39,28	0,5	10,07	13,83		2,06	250,1
Čierny Balog	„V poroku“ BB-36	0,02	12,0	603,04	38,85		27,24	65,73	-	10,0	25,0	-	7,82	384,4
Hronec	Hrončok	0,02	10,0	698,94	8,0	12,0	22,86	117,83	0,45	0,25	11,2	21,0	71,18	384,4
Kokava n/Rim.	V lese RS-23		10,0	356,2	8,6	3,4	15,81	46,69		12,04	2,84	1,2	14,81	247,05
Kokava n/Rim.	Šťavica RS-24	0,05	9,5	920,56	8,89	3,32	27,89	162,8	2,25	15,7	2,55	0,0	25,10	672,0
Rim. Brezovo	RS-50		9,5	652,65	86,4	7,7	54,48	5,61		6,08	106,94	1,8	6,99	369,05
Tisovec	Šťavica RS-64	0,02	11	943,64	8,6	2,6	112,72	89,78		2,24	6,94	2	573,63	139,08

PREHĽAD LOŽÍSK NERASTOV REGIÓNU

Poslednou komplexnou prácou o ložiskách nerastných surovín západnej časti Slovenského rudohoria je správa Slavkaya et al. (1995), z ktorej čerpáme aj tieto základné informácie. Hlavným výsledkom uvedenej správy je regionálna mapa nerastných surovín a prognózných zdrojov v mierke 1 : 100 000. Ložiská, výskyty a prognózne zdroje sú zasadené do geologickej stavby.

Detailnejšie sú opísané jednotlivé surovinové typy, ich väzba na štruktúry, genetické typy a typické lokality. Ložiská a výskyty sú detailne charakterizované v písomnej prílohe k spomínanej správe (Slavkay et al., l. c.). Faktory a kritériá prognózovania vyplývajú z geologickej stavby územia. Celkovo bolo vyhodnotených 15 prognózných plôch s odhadom prognózných zdrojov rudných a nerudných surovín.

Územie západnej časti Slovenského rudohoria pokrýva niekoľko štruktúrno-metalogenetických zón s dominantným zastúpením metalogenetickej zóny veporika. Len južná časť patrí k metalogenetickej zóne gemerika. V západnej, severovýchodnej a centrálnej časti je zastúpená metalogenetická zóna neovulkanitov. Ďalšie metalogenetické zóny (napr. silicika) sa uplatnili len sporadicky.

Štruktúrno-metalogenetická zóna veporika presahuje územie Slovenského rudohoria, zasahuje východnú časť Nízkyh Tatier a pokračuje až do oblasti Sľubice a Čiernej Hory. Na západe sa ponára pod neovulkanity Poľany a Javoria, kde vystupuje na povrch v podobe malých tektonických a erozívnych okien. Vyznačuje sa značnou pestrosťou genetických typov rudných ložísk v metalogenetických cykloch niekoľkých geologických období ako odraz vývoja geologickej stavby územia v Západných Karpatoch.

Mnohé otázky metalogenetického vývoja sa považujú za preukázané, ale ešte veľa problémov, ku ktorým patrí najmä vek vzniku ložísk a zdroj mineralizácie, ostáva nevyjasnených. Z viacerých autorov, ktorí sa uvedenými otázkami zaoberali, súhrnný pohľad na metalogenézu veporika podáva Petro (1977).

Napriek početným výskytom a ložiskám rozličných druhov rúd ani jedno rudné ložisko sa v území neťaží. Rôznorodosť litologických stavebných jednotiek územia podmieňuje výskyt rozličných druhov nerudných surovín. Dominantné postavenie majú ložiská magnezitu. Z ostatných surovín sa ťažia najmä mastence, vápence, keramické suroviny a stavebné hmoty.

V metalogenetickej zóne veporika sa najvýznamnejšie uplatnila mineralizácia mezoalpínskeho metalogenetického štádia (vrchná krieda – paleogén), zastúpená najmä sideritovou formáciou a formáciou volfrámo-molybdénových rúd. Počas mladoalpínskeho metalogenetického štádia (neogén–kvartér), v spojitosti s mio-cénnou vulkanicko-plutonickou činnosťou vznikla formácia polymetalických rúd (Slavkay a Petro, 1993).

Ložiská, doteraz považované za najstaršie, spadajú do obdobia hercýnskej alebo predhercýnskej geotektonickej epochy a spájajú sa s vulkanickou činnosťou (amfibolity až ultrabáziká), keď vo vulkanosedimentárnom súvrství miestami s bohatou organickou substanciou vznikli exhaláčno-sedimentárne syn-genetické kýzové rudy a chemicko-sedimentárne železné rudy.

Hercýnska a možno aj predtým kadomská regionálna metamorfóza postihla uvedené sedimenty a zapríčinila ich prepracovanie. Vznikla tak jednak formácia metamorfovaných kýzových rúd (pyritových, pyrotínovo-chalkopyritových na výskytoch prevažne mimo územia regiónu), jednak formácia metamorfovaných magnetitových rúd reprezentovaná výskytom v oblasti Kokava nad Rimavicou – Hrabina. Organická substancia bola premenená na vysoko kvalitný kryštalický grafit v pararulách, ale najmä v kvarcitoch, ktoré v nich tvoria polohy (výskyt Kokava nad Rimavicou – Zahrabina). Čillík a Hvožd'ara (1979) a Hvožd'ara (1979) sem zaraďujú aj efuzívno-sedimentárne rudy scheelitu od Čierneho Baloga a Klenovca.

Pre zrudnenie je však najvýznamnejšia alpínska epocha. Najviac sa uplatnilo strednoalpínske metalogenetické štádium (vrchná krieda–paleogén) zastúpené sideritovu formáciou a formáciou volfrámovo-molybdénových rúd. V paleogénnej panve vznikla formácia chemicko-sedimentárnych mangánových rúd (Michalová). Počas mladoalpínskeho metalogenetického štádia (neogén–kvartér) v spojitosti s miocénnymi vulkanicko-plutonickými produktmi, ktoré koincidujú s obrazom neoidných blokov, a dislokácií hlbinej stavby vznikla na území Slovenského rudohoria-západ formácia polymetalických rúd s magnetitovo-sulfidickou a polymetalickou asociáciou. Nakoniec, v pliocéne až holocéne na viacerých ložiskách primárnych rúd vznikli zvetrávacie reziduálne ložiská okrov a limonitových rúd (Podrečany – magnezitový lom, Turičky – Etelka a i.) a zlatonosných rozsypov (Kokava – náplavy Rimavice).

Mineralizácia veporika má veľa zhodných črt s mineralizáciou fatrotatrika, ale aj gemerika (Varček, 1976). V obidvoch jednotkách sú vyvinuté žily alpského typu a scheelitová, sideritová, Cu-sulfidická, sfaleritovo-galenitová, Fe-sulfidická, antimonitová, barytová a drahokovová asociácia. Vo veporiku je, navyše, vyvinutá magnezitovo-mastencová a rumelková asociácia.

Rozmiestnenie asociácií vytvára zreteľné zonálne usporiadanie v širšej oblasti ľubietovskej zóny v jz. časi Slovenského rudohoria a menej výrazné v oblasti Hnúšťa. Na ďalších miestach, kde je malý počet výskytov, vidieť len náznamy zonálneho usporiadania.

V južnej časti Slovenského rudohoria dominuje magnezitovo-mastencová a sideritová asociácia vo veporiku i gemeriku, zatiaľ čo v severnej časti veporika a vo fatrotatriku len sideritová, pričom Mg metasomatóza sa uplatnila ako dolomitizácia. Známe sú aj ložiská feromagnetitu (Hnúšťa – Šteповý vrch

a Čierny Balog – Jergov) a ankeritu spolu s magnezitom (Cinobaňa – Hrb), predstavujúce prechodné členy medzi týmito dvoma asociáciami.

Fe-sulfidická asociácia vo fatrotatriku je zastúpená pyritom a je málo rozšírená, zatiaľ čo vo veporiku ju zastupuje najmä pyrotín a je hojná. Naopak, antimonitová asociácia je najlepšie vyvinutá vo fatrotatriku ako výrazná periférna zóna, kým vo veporiku tvorí len úzke pruhy. Zaujímavá je distribúcia antimónu viazaného na antimonit a sulfosoli. Minerály sú vyvinuté v pruhu od Hnúšte (Šteповý vrch) cez Klenovec (Medené) po Ozdín (Cerina) a Cinobaňu (Jarčanisko) a naznačujú znižovanie termality smerom na juhozápad. Centrá drahokovovej mineralizácie sú v oblasti Uderiná – Mládzovo, v oblasti Sinca a Kokavy nad Rimavicou.

Z doterajších poznatkov vyplývajú závery, ktoré umožňujú vysloviť kritériá rozširujúce možnosti prognózneho hodnotenia územia veporika, najmä epigeneetickej alpínskej mineralizácie.

Zrudnenie je vo veporiku vyvinuté v menšej intenzite a rozsahu ako v gemeriku. Významnú úlohu tu mohla zohrať úroveň erózneho zrezu. V rámci sideritovej formácie sa za perspektívne môžu pokladať zrudnenia Cu-sulfidickej, polymetalickej, antimonitovej, drahokovovej a rumelkovej asociácie so zlatom, viazané najmä na alpínske alebo alpínsky reaktivované štruktúry.

Z nerudných surovín najperspektívnejšia je magnezitovo-mastencová asociácia a stavebný kameň. Perspektívne sú aj keramické suroviny, ktoré sa vyskytujú najmä v jz. časti územia, spadajúce až do Lučenskej kotliny. Nestráca sa záujem ani o tehliarske suroviny, pretože v blízkej budúcnosti môžeme očakávať zintenzívnenie výstavby. Výskum a prieskum sa v ostatnom čase upriamili na kryštalickej grafit ako netradičnú surovinu (Kokava nad Rimavicou – Zahrabina). Okrem uvedených surovín je územie zaujímavé aj z hľadiska cementárskych surovín, vysokopercentného vápenca, dolomitov na hutnícku výrobu a kremeňa ako sklárskej suroviny.

CHARAKTERISTIKA GEOFAKTOROV ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA

Podľa inžinierskogeologickej rajonizácie územia Slovenska (Matula, 1977) územie tvorené kryštalinikom zaraďujeme do regiónu jadrových pohorí, oblasti jadrových stredohorí. Územie Poľany zaraďujeme do regiónu neovulkanitov, oblasti vulkanických hornatín. Na okrajoch pohoria vyčleňujeme inžinierskogeologický región neotektonických vkleslín s ílovcovo-bridličnatým vývojom paleogénu Hronského podolia.

Zastúpená je podstatná časť inžinierskogeologických formácií typických pre jadrové pohoria slovenského územia Západných Karpát:

- formácia vysoko metamorfovaných hornín,
- formácia epimetamorfovaných hornín (vrátane diaforitov a mylonitov),
- formácia hercýnskych granitoidov,
- spodná terigénna formácia,
- vápencovo-dolomitická formácia,
- pestrá pieskocovo-slieňovcovo-vápencová formácia.

V regióne neovulkanitov sú to komplexy andezitov a ich tufov (andezitové vulkanoklastiká).

Veľmi rozšírené sú kvartérne fluvialne, terasové, deluviálne a vo výplniach dolín proluviálne sedimenty. Vo vrcholových častiach pohoria, najmä v úvalinách na s. strane pohoria, sa vyskytujú organogénne sedimenty charakteru slatinísk.

Reliéf v mapovanom území je diferencovaný. V pozitívnom reliéfe prevláda kryštalinikum, sčasti sa uplatňujú aj vulkanity (Poľana, Klenovský Vepor), okrajovo strednotriasové komplexy Muránskej planiny. V nižšie položených častiach pohoria pri formovaní reliéfu výrazne dominujú tektonické poruchy a nižšia odolnosť hornín proti zvetrávaniu a erózii, resp. kras. Územie je prevažne zalesnené.

Inžinierskogeologické podmienky výstavby

Mapované územie sa vyznačuje veľmi hodnotným krajinným prostredím, čo je vyjadrené aj legislatívnou ochranou vo forme chránených krajinných oblastí Muránska planina a Poľana a množstva maloplošných chránených území. Sú tu aj zdroje podzemných vôd a priaznivé mikroklimatické pomery, čo predstavuje cenný potenciál ich využívania. Geologické a geomorfologické prostredie granitoidov je pomerne odolné proti technickým zásahom pri geotechnických stavbách. Napriek tomu je potrebné zvažovať všetky súčasné i budúce stavebné

aktivity na mapovanom území. Veľkým projektovým zámerom je napr. vybudovanie prečerpávacej vodnej elektrárne s podzemnou kavernou v mieste obce Ďubákovo. Budujú sa lyžiarske a turistické strediská.

Najväčšie rozšírenie majú inžinierskogeologické rajóny intruzívnych grani-toidných hornín, vápencovo-dolomitických a vysoko metamorfovaných hornín. Značne vysoká pevnosť v tlaku (nad 50 MPa) zaraďuje uvedené horniny v zmysle STN 73 1001 do tried R1, R2, len v prípade tektonicky porušených a altero-vaných hornín rajónu pozorujeme nižšie hodnoty tohto parametra. Uvedené horniny sa vyznačujú spravidla masívnou textúrou, sú však intenzívne alpínsky prepracované. V dôsledku značného porušenia príkrovovou tektonikou majú vápence nepravidelný balvanovitý až drobnouľomkovitý rozpad. V miestach až niekoľko desiatok m širokých tektonických porúch sú časté polohy mylonitov a kataklazitov, ktoré v zmysle uvedených noriem zatriedime do nižších kvalitatívnych tried. V dolomitoch prevažujú masívne textúry, no vyskytuje sa aj lavicovitá a doskovitá vrstvitosť. Časté je postgenetické rozpukanie až podrve-nie na dolomitickú múčku podmienené presunmi jednotlivých tektonických príkrovových jednotiek. Aj keď pevnosť v tlaku dolomitov býva vysoká – medzi 100 až 200 MPa, v poruchových zónach nadobúdajú charakter poloskalných hornín až nesúdržných zemín. Podľa STN 73 3050 zdravé dolomity patria do 7., resp. 6. triedy ťažiteľnosti.

Nízkou odolnosťou proti zvetrávaniu a celkovou deterioráciou inžiniersko-geologických charakteristík sa vyznačujú väčšinou horniny s bridličnatou, dosko-vitou a tenkolavicovitou textúrou. Z dôvodu pomerne nízkej pevnosti v tlaku sa v zmysle STN 73 1001 horniny rajónu nízko metamorfovaných hornín zaraďujú do tried R3 a R4. Fylonity a silno zvetrané metamorfity patria do nižších tried, miestami nadobúdajú až charakter zemín. Pri tunelových a iných náročných stavbách treba počítať s rýchlou degradáciou fyzikálno-mechanických vlastností hornín v dôsledku pôsobenia exogénnych činiteľov. Z toho rezultuje požiadavka urýchlenej sanácie stien odrezov a zárezov, resp. prikrytia stavebnej jamy, pretože v dôsledku veľkej náchylnosti na zvetrávanie dochádza už v rámci jednej sezóny k rapidnému znehodnoteniu inžinierskogeologických vlastností. Aktivi-záciu zosunov a nerovnomerného zvetrávania treba očakávať v odrezoch a záre-zoch cestných stavieb. Podložie ciest bude vykazovať značnú namrzávosť. Podobne sa správajú paleogénne ílovce a pieskovce – ide o bridličnaté polo-skalné horniny s pevnosťou v tlaku v rozmedzí od 10 do 25 MPa. V zmysle STN 73 1001 ich hodnotíme ako horniny triedy R3 a R4, podľa STN 73 3050 patria do 4. a 5. triedy ťažiteľnosti.

V záujmovom území v jeho západnej časti sa vyskytuje rajón pyroklastických a efuzívnych hornín (masív Poľany). Ďalšie uvedené rajóny vystupujú v izolo-vaných výskytoch uprostred kryštalinika. Takmer výlučne ide o poloskalné horniny s pevnosťou v jednoosovom tlaku od 2 do 40 MPa. Zastúpené sú

rozličné variety pyroklastických a epiklastických hornín. Výrazná je citlivosť uvedených hornín, najmä syngeneticky či postgeneticky alterovaných, na zvetrávanie. Intenzita zvetrávania v niektorých prípadoch spôsobuje rozpad horniny až na piesok. V prípade striedania vulkanoklastík a epiklastík s andezitmi lávových prúdov sa na okraji vulkanitov vyvíjajú ťahové poruchy v dôsledku existencie dvoch komplexov s rozdielnymi pevnostno-deformačnými charakteristikami.

Zdravé horniny v zmysle STN 73 1001 zaraďujeme do tried R3 a R4, v prípade intenzívneho zvetrávania R5 a R6. Územie rájónu je prevažne zalesnené, poskytuje pôdy 3. až 7. bonitnej triedy. Na zakladanie stavieb poskytuje vhodné podmienky, obmedzujúcim faktorom býva výmoleťová erózia a blokové a zosuvné deformácie na okraji vulkanických komplexov. Aleuritické a pelitické tuffy a tufity v prípade dostatočných plošných rozmerov a hrúbky sú vhodným prostredím na ukladanie skládok.

Do rájónu efuzívnych hornín zaraďujeme výskyty lávových prúdov andezitov. Uvedené horniny sa vyznačujú vysokou pevnosťou horninového materiálu (viac ako 150 MPa v jednoosovom tlaku) a odolnosťou proti zvetrávaniu. V teréne vytvárajú pozitívne formy reliéfu – skalné steny a veže. V zmysle inžinierskogeologických noriem ich zaraďujeme do triedy R1 až R4 podľa STN 73 1001, do triedy 5 až 7. podľa STN 73 3050.

Z hľadiska ukladania odpadu vhodné podmienky poskytujú paleogénne ílovice, ako aj hrubšie polohy sprašových hĺn (hrúbka viac ako 3 m) či šošovky od nich odvodených jemnozrnných deluviálnych sedimentov, pravda, až po zväžení ďalších legislatívnych obmedzení.

Pokryvné útvary sú reprezentované inžinierskogeologickými rájónmi deluviálnych, koluviálnych, proluviálnych, terasových a fluviálnych sedimentov. Najvhodnejšie prostredie na zakladanie stavieb a na výstavbu komunikácií a komunikačných násypov poskytujú terasové a fluviálne štrky, pokiaľ základová škára nie je v blízkosti, resp. v kontakte s hladinou podzemnej vody. Proluviálne sedimenty sú zložené z nevytriedeného hlinito-piesčitého a balvanovitého materiálu, čo môže spôsobovať problémy pri zakladaní stavieb, ale aj pri výstavbe hydrotechnických diel. Deluviálne sedimenty, najmä s väčším podielom jemnozrnej zložky, sú veľmi citlivé na akékoľvek stavebné zásahy.

Geodynamické javy

Z geodynamických javov sa v mapovanom území uplatňujú svahové deformácie, erózia, zvetrávanie hornín a kras. Vďaka relatívne miernym svahom a prevahe granitoidných hornín geodynamické javy sa však nevyznačujú takou dynamikou a rozšírením ako v niektorých iných častiach Slovenska (flyš, okraje kotlín).

V mapovanom území sa vyskytuje niekoľko typov svahových porúch od ich iniciálnych až po finálne štádiá. V oblasti Klenovského Vepra, ale aj v iných častiach mapovaného územia, sa zachovali zvyšky lávových prúdov. V prípade ich pozície na starších vulkanoklastických komplexoch (vrcholová časť Klenovského Vepra) na okraji lávového prúdu hrúbky okolo 25 až 30 m nastáva iniciálny rozpad andezitov s horizontálnou foliáciou. Pozdĺž vertikálnych puklín dochádza k izolovaniu blokov andezitu charakteru skalných veží výšky až 25 m, ich vyklápaniu (obr. 21) a napokon k rúteniu. Obvod izolovanej trosky lávového prúdu na Klenovskom Vepri je lemovaný materiálom z takýchto skalných zrútení.



Obr. 21 Príklad vyklápania na okraji lávového prúdu tvoriaceho vrcholovú časť Klenovského Vepra (Foto: P. Liščák)

Na kontakte vulkanitov Poľany s granitoidmi sme zaznamenali výskyt drobných zosunov prevažne prúdového charakteru v deluviálnych komplexoch pochádzajúcich z vulkanického komplexu. Vzhľadom na malé rozmery (dĺžka spravidla nepresahuje 100 m, šírka 30 m) a malú hĺbku šmykovej plochy nepredstavujú vážne environmentálne riziko v danej oblasti. Napriek tomu sme zaznamenali poruchy na niektorých obytných a hospodárskych objektoch, ako aj na miestnej komunikácii (Krivec).

Svahové poruchy plazivého charakteru možno očakávať na okraji Muránskej planiny, najmä v prípade superpozície odolných stredotriasových vápencov v pozícii na spodnotriasových pestrých bridliciach a slieňovcoch verfénu.

Erózia

Erózia v mapovanom území sa vyskytuje najmä v oblastiach narušených činnosťou človeka (holoruby), resp. v dôsledku prírodných kalamít (Osrblie, 1996). Predpokladom jej výrazného rozvoja je prítomnosť hrubších kôr zvetrania. Takéto podmienky nachádzame vo vrcholových partiách regiónu, napr. v oblasti Sihly a Látok.

Intenzívne erózne javy pozorujeme aj na rozhraní dvoch litologických komplexov, napr. granitoidov a vulkanosedimentárneho komplexu Poľany severne od Hriňovej. Vo vyústení erózných rýh tu bývajú vyvinuté proluviálne kužele.

Lokalita Osrblie je charakteristická geologickou stavbou tvorenou prevažne diaforizovanými pararulami až svorovými fylitmi. V dôsledku strmých svahov tu nie sú vyvinuté hrubé eluviálno-deluviálne komplexy (hrúbka sedimentov do 1 m). Erózia sa tu koncentruje do tektonicky predisponovaných častí – miest križovania tektonických porúch. Vzhľadom na havarijný stav tejto lokality erózne javy monitoruje GS SR a boli navrhnuté účinné protipatrenia.

Zvetrávanie hornín

Geologická stavba mapovaného územia je charakteristická výraznou pestrosťou litologických typov hornín s rôznou intenzitou tektonického porušenia. Uvedené charakteristiky spolu s expozíciou svahu, nadmorskou výškou a mikroklimatickými pomermi rozhodujúcim spôsobom podmieňujú stupeň odolnosti hornín proti zvetrávaniu. Za najodolnejšie horniny možno označiť kremence a arkózy spodnej terigénnej formácie a vápence stredného triasu a liasu. V masívoch tvorených uvedenými horninami intenzívne zvetrávanie preniká do hĺbky len pozdĺž tektonických porúch. Medzi horniny málo odolné proti zvetrávaniu zaradujeme pestré ílovité a ílovito-piesčité bridlice verfénu a tufy. Patria sem aj intenzívne tektonicky porušené skalné horniny, t. j. granitoidy poruchových a mylonitových zón, tektonicky porušené ruly a svory, hydrotermálne premenené andezity a bazalty, tektonicky podvrvené dolomity a dolomitické brekcie. V miestach výskytu uvedených typov hornín možno očakávať problémy súvisiace so sadaním stavieb a tiež s deformáciami svahov, výkopov a tunelov. Paleogénne ílovce sú na dôvažok nestále v styku s vodou, podliehajú rozpadu, resp. objemovým zmenám. V takýchto horninách sa odporúča minimalizovať čas otvorenia stavebnej jamy na čo najkratšie časové obdobie (týždne, mesiace). Pri väčších zárezoch vystupuje do popredia aj úloha riešenia stability svahov.

Kras

Krasový fenomén je výrazne rozvinutý vo východnej časti územia, na Muránskej planine. Vďaka typickej príkrovovej stavbe, monoklinálnemu uloženiu vrstiev a tiež chemickej čistote tisoveckých vápencov sa tu vyskytuje dobre vyvinutý planinový exo- a endokras s početným zastúpením krasových foriem v prevažne autogénnom vývoji v kombinácii s alogénnym vývojom (Jakál, 1993). Zastúpené sú však aj bohaté povrchové krasové formy – závrtvy, škrapy, krasové jamy a ponory. V časti Muránskej planiny zasahujúcej na územie regiónu sú najvýznamnejšie nasledujúce jaskyne:

- Kostolík – dĺžka 270 m,
- Jazerná jaskyňa – dĺžka 160 m,
- Netopieria jaskyňa – hĺbka 75 m,
- Priepasť Michňová – hĺbka 105 m.

Krasový fenomén z inžinierskogeologického hľadiska prináša problémy pri hydrotechnických a tunelových stavbách, ako aj pri výstavbe komunikácií a pozemných stavieb.

Chránené územia prírody

Najvýznamnejšie chránené územia v rámci regiónu sú Chránená krajinná oblasť Poľana a Národný park Muránska planina. Vďaka pestrému geologickému zloženiu, ktoré spolu s premenlivými klimatickými pomermi vytvára širokú škálu biotopov a relatívne zachovaných prírodných spoločenstiev, sa na mnohé územia vzťahuje osobitná ochrana formou maloplošných chránených území. Nachádzajú sa tu:

- 1 chránený areál (ďalej v texte CHA),
- 1 národná prírodná pamiatka (NPP),
- 3 národné prírodné rezervácie (NPR),
- 2 prírodné pamiatky (PP),
- 8 prírodných rezervácií (PR).

V súlade s Národným environmentálnym akčným programom bol roku 1997 Muránskej planine poskytnutý vyšší stupeň ochrany formou vyhlásenia Národného parku Muránska planina. Do mapovaného územia zasahuje Muránska planina svojou západnou časťou.

V ďalšom texte uvádzame stručnú charakteristiku jednotlivých maloplošných chránených území. V zátvorke za názvom sa nachádza: celková výmera, katastrálne územie, mapový list 1 : 50 000, príslušnosť k CHKO, rok vyhlásenia.

CHA Meandre Kamenistého potoka (Sihla, 36-41, Poľana, 1991)

Predstavuje 2,5 km dlhý úsek Kamenistého potoka od okraja obce Sihla po horáreň Klimentka s názornou ukážkou tvorby meandrov.

NPP Vodopád Bystré (3,98 ha, Hriňová, 36-41, Poľana, 1982)

Vodopád s výškou 20 m, vytvorený na lávovom prúde v dôsledku modelácie erozívno-denudačnými činiteľmi.

NPR Hradová (127,47 ha, Tisovec, 36-24, 36-42, Muránska planina, 1984)

Výskyt pestrých biocenóz s viacerými zriedkavými a chránenými druhmi rastlín a živočíchov.

NPR Kášter (57,73 ha, Tisovec, 36-24, Muránska planina, 1984)

Vrcholová časť Káštera s výskytom prírodných floristických a faunistických spoločenstiev na vápencovom substráte. Územie dokumentuje distribúciu a miešanie teplomilnej a chladnomilnej flóry a fauny.

NPR Klenovský Vepor (153,89 ha, Klenovec, 36-24, 36-42, Muránska planina, 1964)

Pralesovité 90–200-ročné porasty v prirodzenom zmiešaní na andezitovom substráte. Zaujímavý rozpad lávového prúdu v pozícii na podložných tufoch.

PR Čertova dolina (49,02 ha, Tisovec, 36-24, Muránska planina, 1993)

Územie predstavuje hodnotnú lokalitu so zachovanými lesnými spoločenstvami s jedľou, bukom a cennými listnáčmi na vápencovom podloží s výrazným krasovým reliéfom (tiesňavy a vodopády) a rozľahlým jaskynným systémom Čertovej jaskyne.

PR Habáňovo (3,3533 ha, Látky, 36-42, 1997)

Predmetom ochrany je zachovaná enkláva rašelinných lúk a svahových pramenísk s charakteristickými floristickými a faunistickými spoločenstvami.

PR Havranie skaly (32,65ha, 36-41, Poľana, 1997)

Predmetom ochrany sú lesné spoločenstvá Poľany v 5. až 6. vegetačnom stupni s predpokladom ďalšieho prirodzeného vývoja.

PR Hlboký jarok (34,41 ha, Tisovec, 36-42, Muránska planina, 1988)

Hodnotná lokalita s typickým fluviokrasovým reliéfom, s tiesňavovitým zahĺbením meandra Hlbokého jarku, s povrchovými a podzemnými prejavmi krasu Muránskej planiny.

PR Klenovské blatá (4,57 ha, Čierny Balog, 36-24, Muránska planina, 1981)

Biotop niekoľkých významných druhov vyšších rastlín a fauny (hraboš močiarny).

PR Rohoznianska jelšina (4,49 ha, Brezno, 36-24, 1986)

Predmetom ochrany sú rastlinné fytoceenózy jelšín, ktoré sa vytvorili v prostredí stagnujúcich vôd prameniska v nadmorskej výške cca 570 m.

PR Suché doly (257,46 ha, Tisovec, 36-24, 36-42, Muránska planina, 1953)

Predmetom ochrany je krasový reliéf s podzemnými jaskynnými systémami s jaskynnou faunou, periodickou vyvieracťou, s povrchovými formami krasu typu krasových jám, ponorov, škrapových polí a s xerothermnými lúčnymi porastmi.

PR Vrchslatina (18,05 ha, Sihla, 36-41, Poľana, 1993)

Územie predstavujú zachované zamokrené až rašelinné biocenózy, na ktoré sa viaže výskyt zvláštneho ekotypu smreka s podmienkami na pomalý rast porastov s tvorbou rezonančného dreva.

PP Havranka (0,013 ha, Hronec, 36-23, Poľana, 1992)

Územie predstavuje zriedkavý morfológický útvar – skalnú hradbu, vypreparovanú zvetrávaním a eróziou s ukázkou vulkanosedimentárnej sekvencie.

PP Spády (0,14 ha, Valaská, 36-41, Poľana, 1988)

Ojedinelý morfológický útvar s mohutným blokovým zrútením pyroxenických andezitov v závere doliny Spády.

VÝZNAMNÉ GEOLOGICKÉ LOKALITY

Územie regiónu je bohaté na geologické a morfológické zvláštnosti. V tejto práci prinášame len výber niektorých. Vybrané geologické lokality sa nachádzajú vo vulkanitoch, mezozoických komplexoch a v kryštaliniku. V kryštaliniku je možné na nich vidieť hlavné typy granitoidov a metamorfovaných hornín, alebo celkový charakter geologickej stavby územia, priebeh zlomov a podobne. Rozmiestnenie lokalít je na obr. 22.

1. Poľana (národná prírodná rezervácia, 1953)

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 hrubostĺpcovitú odlučnosť. Jednotlivé stĺpy priemeru 2–4 m sa postupne odlučujú od skalných stien a zosúvajú po svahu.

2. Melichova skala (chránená prírodná pamiatka, 1964)

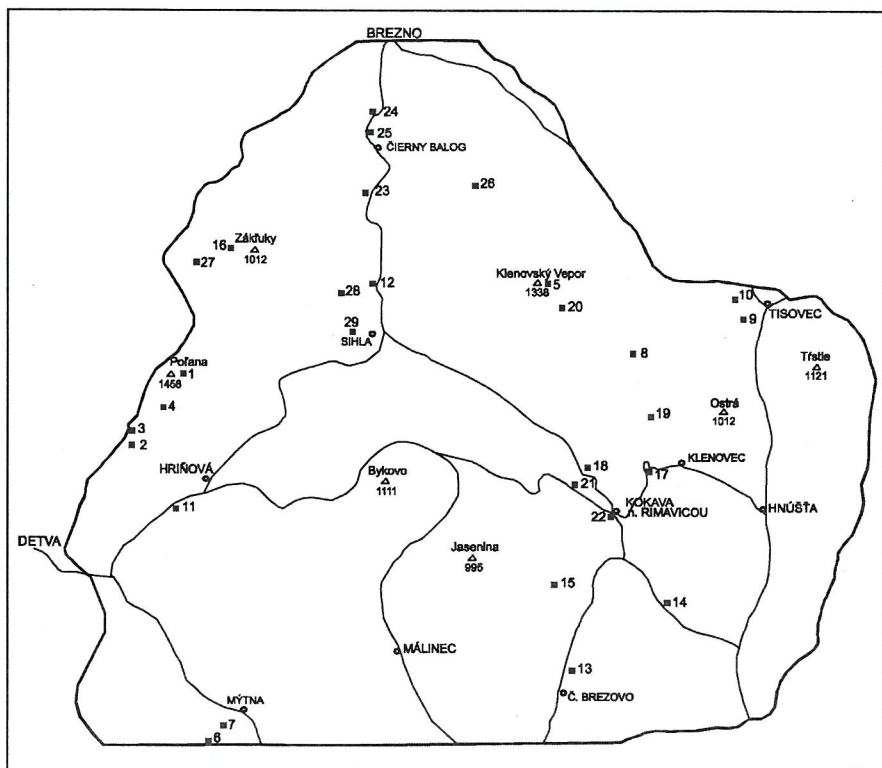
Nachádza sa vo vzdialenosti asi 1 km od kóty Kopa. Predstavuje relikť andezitového prúdu vytvoreného selektívnou eróziou, ktorý v podobe steny až bradla prečnieva nad okolitý reliéf o 15–20 m.

3. Lávové prúdy Kopa

Približne 4 km severovýchodne od Detvy, v okolí kóty 922,2 – Kopa, je množstvo skalných stien, brál a skalných kulís lávových prúdov augiticko-hyperstenických andezitov s doskovitou lamináciou. Niektoré bralá a steny majú výšku do 30 m. Z ich vrcholov je krásny výhľad na Javorie a Detviansku kotlinu.

4. 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 20 m. Pre lávový prúd je typická doskovitá laminácia. Zložením patrí medzi hyperstenické andzity s augitom a amfibolom. Vodopád je prístupný turistickým chodníkom od chaty Poľana alebo z Hriňovej.



Obr. 22 Významné geologické lokality regiónu. Sieť v hraniciach regiónu znázorňuje hlavné cestné komunikácie.

5. Klenovský Vepor (národná prírodná rezervácia, 1964)

Je to najvyššia kóta strednej časti regiónu. Rozpadnutý lávový prúd andezitov na tufoch a granitoch vytvára stolovú horu.

6. Divínsky hradný vrch

Pod zrúcaninami Divínskeho hradu vystupujú metamorfované a duktilne deformované kryštálické vápence tuhárskej sukcesie federatskej obalovej jednotky veporika. Možno tu pozorovať prestupujúcu tokovú foliáciu a lineáciu roztiahnutia vo svetlých, pravdepodobne strednotriasových mramorizovaných vápencoch. Nachádzajú sa v nich aj polohy tmavých laminovaných vápencov a svetlých dolomitov. Tieto horniny tu vystupujú v severnom,

strmom a redukovanom krídle asymetrickej vejárovitej divínskej synformy. V jej jadre medzi Divínom a Ružinou vystupuje príkrovová troska hornín gemickej ochtinskej skupiny vrátane telies magnezitu, ktorý tu bol v minulosti predmetom ťažby.

7. Mýtňa

Vedľa cesty z Mýtnej do Divína sú odkryvy v sivých lavicovitých dolomitoch pravdepodobne vrchnotriasového veku patriacich k tuhárskej sukcesii federatskej obalovej jednotky veporika. V dolomitoch vystupujú aj šošovky tmavých vápencov a dolomitických slieňovcov. V blízkosti divínskeho zlomu smeru JZ–SV, ktorý oddeľuje tuhársku sukcesiu od veporického fundamentu, je vrstvosť dolomitov subvertikálna.

8. Malá Bôrová

Lokalita – skalné bralo – sa nachádza na hrebenku Malej Bôrovej, asi 600 m sv. od horárne v doline Klenovskej Rimavy (2 km severne od bývalej osady Ráztočné, okolo 7 km sz. od Klenovca). Bralo tvoria subhorizontálne uložené zbridlíčené spodnotriasové kremence federatskej obalovej jednotky veporika. V ich nadloží vystupujú deformované, pravdepodobne permské arkózové pieskovce. Na úpätí brala je odkrytý tektonizovaný styk federatských kvarcitov s podložnými ultramylonitmi granitoidov veporského plutónu. Odkryv dokumentuje subhorizontálnu mylonitickú stavbu v duktilnej strižnej zóne na styku veporického fundamentu a jeho paraautochtónneho sedimentárneho pokryvu, čo je dôsledkom kriedového tektonometamorfného prepracovania. Prestupujúca lineácia rozťahnutia a asymetrické štruktúry poukazujú na pohyb „vrch na SV“ v rámci strižnej zóny.

9. Tisovec (muránsky zlom)

Muránsky zlom je jeden z najvýznamnejších zlomov s prevládajúcou bočne posunovou zložkou pohybu v Západných Karpatoch. Má smer JZ–SV a bol na ňom dokumentovaný ľavostranný pohyb pravdepodobne vrchnokriedovo-spodnopaleogénneho veku (Marko, 1993). Na mapované územie zasahuje od Tisovca smerom na JZ. Stýkajú sa na ňom komplexy veporického fundamentu na JV a muránskeho príkrovu a federatskej jednotky na SZ. S transpresnou aktivitou muránskeho zlomu možno spájať vznik drobných zalomených vrás vo vrchnoskýtskych slieňovcoch muránskeho príkrovu v sedle medzi Hradovou a Obadovým očkom a v doline Rejkovo pri Tisovci. Zaujímavý je aj odkryv v intenzívne mylonitizovaných horninách hybridného granitizovaného komplexu veporického fundamentu v dolinke hneď za poslednými domami v Tisovci pod Obadovým očkom.

10. Hradová

Hradová je morfológicky nápadný bralnatý vrch týčiaci sa zo západnej strany nad Tisovcom. Budujú ho prevažne vrchnotriasové svetlé masívne tisovecké, furmanecké a dachsteinské vápence patriace do muránskeho príkrovu silicika. Podobne ako v iných častiach Tisoveckého krasu (napr. Suché doly, Teplica), je aj Hradová bohatá na jaskyne a iné krasové fenomény.

11. Hriňová

V trávnom svahu ľavej strany Slatiny j. od Hriňovej oproti odbočke na Poľanu sú malé bralnaté odkryvy tonalitov typu Sihla s. l. v zmysle Brosku a Petrika (1993). Sú to granitoidy typu I veku okolo 300 Ma (Bibikova et al., 1990; Michalko et al., 1998). Tieto granitoidy patria k vyhraneným typom medzi granitoidmi Západných Karpát. Vyznačujú sa magmatickými enklávami oválneho tvaru dioritového zloženia a zvýšenou magnetickou susceptibilitou. Enklávy sú na lokalite viditeľné na viacerých odkryvoch.

12. Tlstý javor

V kameňolome pri kóte Tlstý javor (1 068 m) vystupujú svetlosivé strednozrné biotitické tonality až granodiority typu Sihla ťažené na stavebné a dekoratívne účely. Obsahujú epidotizované (zelenkavé) plagioklasy a miestami aj nepravidelné zhluky pleťovoružových draselných živcov. Ojedinele sú prítomné do 5 mm veľké hnedé kryštáliky „obáľkového“ titanitu. Miestami granitoidy uzatvárajú nehomogenity tvorené usmerneným biotitom (šlíry) a mikrodioritové enklávy. Prítomné sú aj tenké žilky tvorené epidotom.

13. České Brezovo

V kameňolomoch na ľavej strane potoka Poľovno, asi 300 m severne od obce České Brezovo, sú zastúpené granitoidy typu Dubovo. Ide o svetlosivé strednozrné až porfyrické dvojsľudové leukomonzogranity s porfyrickými sivými K živcami veľkými do 0,5–2 cm. Draselné živce prevládajú nad plagioklasmi. Granitoidy sú metamorfované, s drobným metamorfným granátom v plagioklasoch. Horniny miestami obsahujú šlíry pararúl. V menšom kameňolome severne sú prítomné horniny metamorfovaného plášťa a telieska amfibolitov a dioritov.

14. Rimavská Lehota

V záreze neďaleko cesty z Rimavskej Lehoty do Kokavy nad Rimavicou, asi 1 200 m sz. od Rimavskej Lehoty, možno vidieť prejavy najmladších fáz

granitového magmatizmu v južnom veporiku. Sú to jemnozrné masívne muskovitické aplity s puklinami vyplnenými dymovým kremeňom a sulfidickou mineralizáciou. Hornina má obsah SiO_2 okolo 75 hmotnostných %. Prevažuje kyslý plagioklas nad K živcom. V niektorých vzorkách má prevahu K živce nad plagioklasom. Hornina obsahuje aj primárnu asociáciu spessartínovo-almandínového granátu v asociácii s muskovitom, ktorá je nahradená asociáciou granátu bohatého na grossulár s fengitickým muskovitom.

15. Zlatno

Lokalita sa vyskytuje asi 2,5 km sz. od obce Zlatno, v doline Poľovné, 750 m s. od styku s Bradlanou dolinou, 600 m jz. od kóty Zdochýňovec (ide o zárez lesnej asfaltky a odkryvy vo svahu). Vystupujú tu monzogranity typu Klenovec, ktoré predstavujú granitoidy typu A južného veporika.

Granitové pne sa nachádzajú v prostredí klenoveckých rúl. Sú to hrubozrné svetlosivé masívne dvojsľudové monzogranity, miestami s puklinami s turmalínovými „slnkami“. Hornina obsahuje porfýrické K živce a makroskopicky viditeľné ružové grossulárovo-almandínové granáty asociujúce s fengitickým muskovitom. Plagioklasy majú albitové zloženie. Biotit je železitý, s pomerom $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}_{\text{celk.}}) = 0,23-0,24$. Geochemicky má hornina pomer Rb/Sr približne 5, výraznú negatívnu Eu anomáliu a prevahu K_2O nad Na_2O .

16. Hrončok

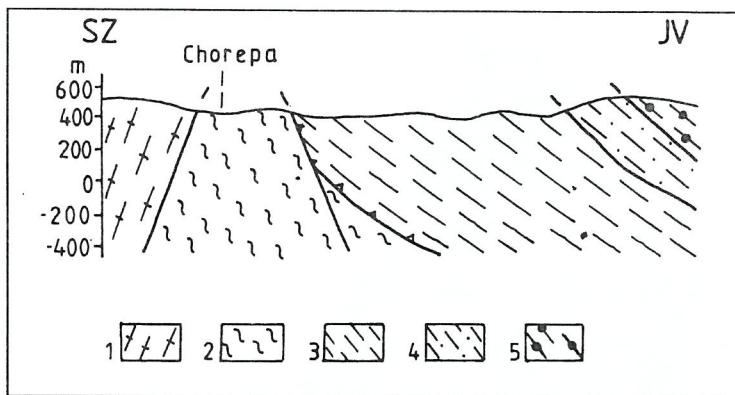
Lokalita je v Kamenistej doline, 500 m j. od priehrady, 2 km z. od k. Zákluky (1 012 m), v záreze v ohybe doliny pri asfaltke. Ide o granit typu Hrončok, ktorý je reprezentantom granitov typu A v severnom veporiku.

Ide o usmerný, deformovaný porfýrický granit s výrastlicami K živca a drobným biotitom, foliačné plochy sú pokryté drobným sericitom. Hornina má prevahu K živca nad kyslým plagioklasom. Obsahuje biotity s výraznou prevahou celkového Fe nad Mg, granát, spessartínovo-almandínový a almandínovo-grossulárový granát. Geochemicky je charakteristická prevahou K_2O nad Na_2O , prítomnosťou výraznej negatívnej Eu anomálie a vysokým pomerom Rb/Sr. Horniny podľahli intenzívnej alpínskej metamorfóze.

17. Sedlo Chorepa

Táto lokalita poskytuje možnosť panoramatického výhľadu na výrazné morfológické celky (Muránska planina, Ostrá, Sinec, Diel) a morfológické prejavy zlomov. Okrem toho, v okolí sedla je tektonický uzol, kde sa stýkajú základné komplexy juhoveporického kryštalinika – priamo v sedle vychádzajú granatické svory (v zákrute cesty pod sedlom smerom na Kokavu aj s amfibolitmi). Z južnej strany sú na ne nasunuté albitické ruly klenoveckého komplexu

a zo severu na zlome sa stýkajú s granitizovaným hybridným pásmom, reprezentovaným najmä ortorulami, migmatitizovanými rulami a hybridnými granitoidmi (možno ich vidieť v kameňolome vo svahu oproti sedlu).



Obr. 23 Schematický profil oblasti sedla Chorepa (lokality č. 17) (V. Bezák, 1986)
 1 – hybridný granitizovaný komplex; 2 – granatické svory; 3 – albitické ruly kleinovského komplexu; 4 – bridlice s magnezitmi (sinecký komplex); 5 – leukokratné granitoidy

18. Dolina Rimavice

V ľavom svahu doliny stredného toku Rimavice medzi obcami Utekáč a Kokava nad Rimavicou sa nachádzajú bralové odkryvy typických hornín hybridného komplexu – migmatitizované ortoruly, páskované ruly až migmatity, deformované porfýrické a hybridné granitoidy. Pozorovateľné sú znaky parciálneho tavenia a štruktúry vysoko plastických podmienok deformácie.

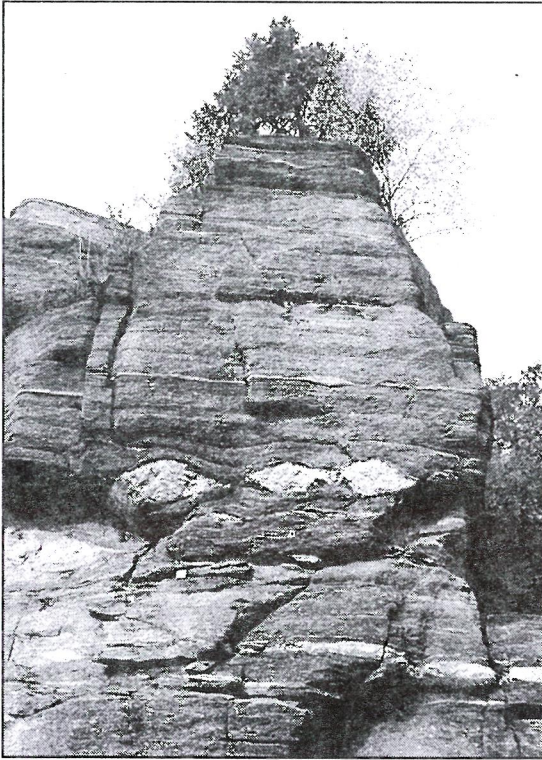
19. Klenovec (lom pri vodárenskej nádrž)

Severovýchodne od obce Klenovec nad vodárenskou nádržou je opustený lom na stavebný kameň. Lom je založený v horninách hybridného komplexu, najmä v páskovaných migmatitoch a ich deformovaných až mylonitizovaných derivátoch. Možno tu pozorovať migmatitické štruktúry od stromatitických až po diatexitické a nebulitické.

20. Klenovský Vepor – dolina Veporského potoka

Nad spojnicou dolín (cca 850 m n. m., cca 1 750 m jv. od k. 1 338 m – Klenovský Vepor), v mladom lesnom poraste je situované bralo v hrubozrnných až

porfyrických granitoch – granodioritoch veporského typu s blokovo-doskovou odlučnosťou pozdĺž subhorizontálnej mylonitickej bridličnatosti s ložnými budinovanými kremenno-živcovými žilami.



Obr. 24 Zbridličnatené porfyrické granitoidy veporského typu (lokalita č. 20) (Foto: J. Madarás)

21. Hrabina pri Kokave nad Rimavicou (magnetitové ruly a grafitické metakvarcity v hybridnom komplexe)

V oblasti Hrabina, nachádzajúcej sa pri hradskej 3 km od Kokavy nad Rimavicou smerom na Hriňovú, na oboch úpätiach doliny riečky Kokavky sa vyskytujú polohy rúl bohaté na magnetit. Na ľavej strane sú zachované zvyšky bankských prác v podobe odvalov a štôlní, na pravej strane si zasa možno prezrieť bohatý materiál z haldy. V predvojnovom období (Šuf, 1938), ale aj v neskoršom banskom prieskume (Zoubek a Nemček, 1951), bola železná ruda pre veľkú tvrdosť, nepravidelnosť výskytu a vysoký obsah kremeňa hodnotená ako neperspektívna. Rudnina a horniny s magnetitom sa konvenčne označujú ako

kokavský skarn. Geneticky ide pravdepodobne o metamorfované, vysoko železité sedimenty. V tejto oblasti sa hojne vyskytujú aj polohy rúl a metakvarcov s obsahom kryštalického grafitu.

22. Kokava nad Rimavicou

(granatické svory s amfibolitom – odkryv spodnej hercýnskej jednotky)

V záreze železnice smerom na Utekáč, cca 200 m od železničnej stanice v Kokave nad Rimavicou, sa nachádza profil v metapelitoch, ktoré zahŕňajú aj šošovky amfibolitov. Táto lokalita predstavuje redukované pásmo hornín svorového typu, uzatvorené v jz.-sv. zóne medzi svetlými kremitými bridlicami na južnej strane a granitoidmi hybridnej zóny na severe. V skalnom záreze prevažujú trblietajúce sa detailne prevrásnené svory, ktoré svojím zložením pripomínajú metadroby. Granát dosahuje veľkosť cca 0,5 cm a pochádza z hercýnskeho regionálneho metamorfného štádia.

Vývoj staropaleozoického sedimentačného bazénu nezriedka sprevádzali produkty bázičného vulkanizmu. Ich metamorfózou vznikli tmavozelené až sivé amfibolity masívnej alebo jemne páskovanej textúry. V amfibolite tejto lokality možno nájsť pomerne nepremenené domény, ktoré reprezentujú predalpínske procesy. Tento amfibol má zelený až slabo hnedý pleochroizmus, klasifikačne prináleží k amfibolom hornblendového zloženia. Plagioklas má prevažne kyslé zloženie a vystupuje v granoblastických pásičkoch spolu s kremeňom. Vyskytujú sa aj drobné žilky zložené z albitu a kremeňa, ktoré môžu súvisieť tak s následkami hercýnskej granitizácie, ako aj s alpínskymi procesmi. Alpínske premeny amfibolitov sú opísané v príslušnej kolónke.

23. Čierny Balog – Vydrovo

Lokalita sa nachádza v spodnej časti Prostrednej doliny, cca 300 m za odbočkou lesnej cesty z hlavnej cesty, za mostom cez potok Vydrovo, 560 m n. m., cca 1 500 m jv. od k. 809 m (Urbanov vrch). V záreze svahu nad lesnou asfaltovou cestou vystupujú diaforitizované ortoruly (pôvodne pravdepodobne granitoidy), zmenené na výrazne bridličnaté muskoviticko-chloritické svory až fylonity s kremenno-živcovými pásmi. V svoroch (uklonených pod stredným uhlom na SZ) sú konformne s bridličnatosťou polohy jemnozrnných svetlých kremitých bridlíc (pôvodne aplítov?), miestami krehko-plasticky zvrásnených. Drobné porfyrické výrastlice plagioklasu v bridliciach sú plasticky deformované a obtekané jemnozrnným kremenno-živcovým matrixom. Hrdzavožlté zafarbenie je od oxidov Fe v hornine. Ďalšie polohy svetlých hornín (hrúbka maximálne niekoľko metrov) možno sledovať v erózných ryhách vo svahu až takmer na kótu Urbanov vrch.

24. Cesta Čierny Balog – Brezno, pod sedlom Chamarová

Vo svahoch okolo cesty vystupuje niekoľko šošoviek svetlých hruboporfyrických granitov typu Hrončok (napr. skaly pod k. 690 m) uprostred silno mylonitizovaných chloriticko-sericitických svorov (pôvodne ortorúl). Svory sú silno prevrásnené, s výraznou lineáciou predĺženia živcov v smere VSV–ZJZ.

25. Čierny Balog – Krám

Bralá okolo autobusovej zastávky sú tvorené ortorulami a polohou hrubozrnného až porfyrického mylonitizovaného granitu typu Hrončok. Granit pretína čiastočne krehko-plasticky deformovaná a budinovaná žila svetlého aplitu. Odkryv dokumentuje pokračovanie hlavného telesa hrončockého granitu spod vulkanitov Poľany v Kamenistej doline smerom na SV pod vulkanity Hájnej hory (Ungrovo) na okraji breznianskej panvy.

26. Čierny Balog – Dobroč

Bralá nad osadou Dobroč vo svahu Ramžovo tvoria silno deformované, prevrásnené, fylonitizované chloriticko-sericitické svory, ktoré predstavujú tektonit ortorúl – pôvodných hornín granitoidného zloženia. Miestami je zachovaný charakter hrubozrnnnej granitoidnej horniny s výrastlicami bielych živcov, ako aj migmatitové či rulové polohy. Diaforitické svory pod miernym uhlom upadajú na sever, osi vrás sú paralelné s lineáciou predĺženia minerálov a majú smer SV–JZ až V–Z.

27. Kamenistá dolina (Hronček – Kyslá voda)

Nad minerálnym prameňom Kyslá voda (železitá kyselka) v záreze lesnej cesty je situovaná unikátna lokalita dokumentujúca alpínsku kompresnú – prešmykovú – tektoniku v kryštaliniku veporika. V záreze lesnej cesty vystupuje šošovka zvrásnených strednotriasových svetlých kryštalických vápencov, hnedožltých rauvakov a spodnotriasových kremencov sedimentárneho obalu veporika, zavrásnených v rozhraní medzi fylitmi kraklovskej formácie a granitmi typu Hrončok. Metasedimenty vystupujú priamo v tzv. pohorelskej línii. Sklon tektonickej línie je na JV pod uhlom 60–65°. Na mylonitovú zvodnenú zónu je viazaný aj výstup minerálnej vody.

28. Kamenistá dolina – Klementka

V blízkosti horárne Klementka, v odkryve v starom lome nad lesnou cestou, vystupujú mylonitizované granodiority až tonality sihlíanskeho typu v blízkosti tektonického kontaktu s metamorfovanými horninami. V granitoidoch je viditeľná kompresná štruktúra (duplexná vrása) s vergenciou pohybu (prešmyku) na SZ.

29. Sihla – začiatok Kamenistej doliny

Tesne za obcou Sihla, pri vyústení potoka Slatina do Kamenistého potoka za mostom, je situovaný malý kameňolom v sihlianskyh tonalitoch. Lokalita dokumentuje rez pôdnym pokryvom a niekoľko metrov hlboké podpovrchové zvetrávanie granitoidov a ich rozpad na hrubozrnný piesok. V blízkosti sa nachádza aj chránený areál – meandre Kamenistého potoka.

ZÁVER

Územie regiónu Slovenské rudohorie – západná časť – je významné z hľadiska prírodných zdrojov a životného prostredia (nerastné suroviny, zdroje podzemných vôd, nádrže pitnej vody). Čo najdokonalejšie poznanie geologickej štruktúry tohto územia je preto dôležité z hľadiska rozhodovania pri hospodárskej a administratívnej činnosti. Okrem toho, geologická mapa tohto regiónu má veľký význam pre pochopenie stavby a vývoja kryštalinika celých Západných Karpát.

Kryštalinikum, zaberajúce podstatnú časť regiónu, sa vyznačuje niekoľkými črtami, ktoré ho favorizujú pri výskume kryštalinika Západných Karpát: je odkryté na najväčšej súvislej ploche v Západných Karpatoch, má najkompletnejší vývoj granitoidných intrúzií a väčšinou patrí k externým zónam pôvodnej hercýnskej stavby, ktoré sú v rámci Západných Karpát málokde odkryté v takom rozsahu. Špecifikom veporického kryštalinika je výrazné uplatnenie alpínskych tektonometamorfných procesov, ktoré komplikujú dešifrovanie primárnej hercýnskej stavby.

Predkladaná geologická mapa je prvým syntetickým obrazom územia od generálnych máp 1 : 200 000 zo 60. rokov, ktoré sú už však, prirodzene, zastarané. Je vytvorená na báze mapovania 1 : 25 000. Zostavenie mapy regiónu prebiehalo v pomerne dlhom časovom intervale (viac ako 20 rokov), čo prinieslo na jednej strane možnosť zobrazenia najnovších poznatkov v častiach územia skúmaných v posledných rokoch, na druhej strane však spôsobilo zaostávanie zobrazenia v starších mapových podkladoch. Túto disproporciu bude nutné čo najskôr odstrániť reambuláciou a doplňujúcim výskumom.

Hoci len rudimentárne, na okrajoch, zobrazuje mapa aj niektoré dôležité výskyty federatskej obalovej jednotky veporika, ktorá sa tu výnimočne zachovala vo vhodných depresných štruktúrach. V oblasti divínskej synformy vystupuje jej tuhárska sukcesia, známa kryštalicými vápencami ťaženými ako „tuhársky mramor“. Na úpätí južného cípu Muránskej planiny (Tisovecký kras) v rámci federatskej jednotky vystupujú prevažne len permsko-skýtske klastiká, zato však v mimoriadnej hrúbke. Je to asi výsledok tektonického zošupinatenia. Stavba samotného muránskeho príkrovu bola v oblasti Tisoveckého krasu značne ovplyvnená ponásunovými prešmykovými deformáciami, ktoré možno spájať s aktivitou muránskeho zlomu či zlomového pásma.

K najväčším posunom v poznaní kryštalinika, okrem dešifrovania základnej hercýnskej stavby v podobe základných litotektonických jednotiek, patrí poznanie variabilnosti svorových komplexov, z ktorých viaceré sú diaforického pôvodu, poznanie pestrosti zloženia a vekovej rôznosti granitoidných intrúzií,

doplnené aj geochronologickými údajmi, a poznanie výrazného uplatnenia neskorohercýnskych strižných zón, z ktorých mnohé boli využívané pri intruzívnej a rudotvornej činnosti.

Tieto posuny v poznaní však, prirodzene, otvárajú nové problémy, bez riešenia ktorých sa ďalšia novšia syntéza nezaobíde. Pôjde najmä o presnejšie rozčlenenie nízko metamorfovaných a diafaktorizovaných hornín, precíznejší štruktúrny výskum strižných zón a získavanie ďalších geochronologických údajov na podrobnejšie rozčlenenie vývojových udalostí. Z hľadiska alpínskeho vývoja je dôležité rozriešiť postavenie zvyškov gemerických príkrovov, vyčleniť najvýznamnejšie alpínske strižné zóny a plošne definovať účinky alpínskej metamorfózy a tektonickej aktivity v neoalpínskom období, keď sa dostali vedľa seba rôzne štruktúrne úrovne pôvodnej stavby regiónu.

LITERATÚRA

- Abonyi, A. a Aboniová, M., 1981: Magnezitové ložiská Slovenska. Bratislava, Alfa, 125 s.
- Andrusovová-Kollárová, V., 1960: Nové nálezy amonoidov v triase Západných Karpát. Geol. Zbor. (Bratislava), 11, 105–110.
- Babuška, V., Plomerová, J., Petr, U., Pěčová, J. a Praus, O., 1985: Mocnost litosféry ve střední Evropě odvozená ze seizmologických a magnetotelurických pozorování. 8. konf. Geof. – Sborník referátů, Sekce S, České Budějovice.
- Bagdasarjan, G. P., Cambel, B., Veselskij, J. a Gukasjan, R. Ch., 1977: Kalij-arogonovye opredelenija vozrosta porod krystaliničeskich komplexov Zapadnych Karpat i predvoritel'naja interpretacija rezul'tatov. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 28, 2, 219–242.
- Bagdasarjan, G. P., Gukasjan, R. Kh. a Cambel, B., 1986: Rb-Sr izochronnyj vozrast granitoidov veporskogo plutona. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 37, 3, 365–374.
- Bajaník, Š., Ivanička, J., Mello, J., Reichwalder, P., Pristaš, J., Snopko, L., Vozár, J. a Vozárová, A., 1984: Geologická mapa Slovenského rudohoria – východná časť 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Bárta, R., Filo, M., Kadlec, E., Kotásek, J. a Šefara, J., 1969: Geofyzikálny výskum Spišsko-gemerského rudohoria. Záverečná správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Batchelor, R. A. a Bowden, P., 1985: Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multication parameters. Chem. Geol. (Amsterdam), 48, 43–55.
- Bella, P. a Hlaváč, J., 1992: Tabuľky najdlhších a najhlbších jaskýň na Slovensku (stav k 31. 12. 1991). Slov. Kras (Liptovský Mikuláš), XXX, 197–201.
- Bezák, V., 1982: Komplexy metamorfítov a granitoidov v kohútskom pásme veporíd. Západné Karpaty. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 78, 65–70.
- Bezák, V., 1984: Nekotoryje voprosy geologičeskogo strojenija tektoniki veporikuma. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 88, 157–160.
- Bezák, V., 1987: Tektonický a metamorfny vývoj juhozápadnej časti veporika. Kandidátska dizertačná práca. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 134 s.
- Bezák, V., 1988: Tektonický vývoj juhozápadnej časti veporika. Miner. slov. (Bratislava), 20, 2, 131–142.
- Bezák, V., 1994: Návrh nového členenia kryštalinika Západných Karpát na základe rekonštrukcie hercýnskej stavby. Miner. slov. (Bratislava), 26, 1–6.
- Bezák, V., Stankovič, J., Dovina, V. a Planderová, E., 1980: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list M-34-124-B-c (Kokava nad Rimavicou). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 66 s.
- Bezák, V. a Planderová, E., 1981: Nové poznatky o veku metamorfítov v kohútskom pásme veporidov. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 75, 183–184.
- Bezák, V., Beňuška, P., Dovina, V., Hók, J., Hraško, L., Kováčik, M., Lobík, M., Pulec, M. a Šucha, P., 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 36-423 (Hnúšťa Likier-3). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 60 s.
- Bezák, V., Elečko, M., Dovina, V., Ďurkovičová, J., Hraško, L., Kováčik, M., Kantor, J., Konečný, V., Krippel, M., Planderová, E., Pristaš, J., Sládková, M., Stankovič, J.,

- Straka, P., Vozárová, A., Vozár, J., Šucha, P. a Wiegerová, V., 1989: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 36-432 Lovinobaňa-2. Čiastk. záv. správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 141 s.
- Bezák, V. a Hraško, L., 1992: Základné geologické členenie granitoidov západnej časti Slovenského rudohoria. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 95, 25–31.
- Bezák, V., Hraško, L., Kováčik, M., Lexa, O., Madarás, J., Mello, J., Pristaš, J., Siman, P., Vozárová, A. a Vozár, J., 1996: Vysvetľujúci text k účelovej geologickej mape 1 : 50 000. Región Jelšava – Lubeník – Hnúšťa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 47 s.
- Bezák, V., Hraško, L., Kováčik, M., Lexa, O., Plašienka, D., Pristaš, J. a Siman, P., 1996: Geologická mapa 1 : 25 000 a vysvetlivky, listy 36-244 (časť), 36-422. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 72 s.
- Bezák, V., Jacko, S., Janák, M., Ledru, P., Petřík, I. a Vozárová, A., 1997: Main Hercynian lithotectonic units of the Western Carpathians. In: Grecula, P., Hovorka, D. a Putiš, M. (Eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Bratislava, Miner. slov., Monograph., 261–268.
- Bezák, V. a Hraško, L., 1998: Geologická mapa 1 : 25 000 a vysvetlivky k listu 36-414 (Hriňová). Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 16 s.
- Bezák, V., Broska, I., Dublan, L., Hraško, L. a Liščák, P., 1998: Geologická mapa 1 : 25 000 a vysv., list 36-413 (časť). Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 53 s.
- Bibikova, E., Cambel, B., Korikovskij, S. P., Broska, I., Gracheva, T. V., Makarov, V. A. a Arakelians, M. M., 1988: U-Pb and K-Ar isotopic dating of Sinec (Rimavica) granites (Kohut zone of Veporides). Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 39, 137–157.
- Bibikova, E. V., Korikovskij, S. P., Putiš, M., Broska, I., Goltzman, Y. V. a Arakelians, 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., 1955: Geologické pomery v okolí Lovinobane. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 2, 125–129.
- Biely, A., 1956: Príspevok ku geológii okolia Dobšinej. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 5, 37–60.
- Biely, A., 1961: Poznámky ku geológii mezozoika „koreňových zón“ vo veporidách. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 21, 109–125.
- Biely, A., 1966: K problému hranice gemeríd a chočského príkrovu. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 40, 170–171.
- Biely, A. a Planderová, E., 1975: O triasovom veku vápencov obalovej série veporíd (oblasť Struženička). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 63, 91–93.
- Biely, A., Beňuška, P., Bezák, V., Bujnovský, A., Halouzka, R., Ivanička, J., Kohút, M., Klinec, A., Lukáčik, E., Maglay, J., Miko, O., Pulec, M., Putiš, M. a Vozár, J., 1992: Geologická mapa Nízkych Tatier, 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Biely, A., Bezák, V., Bujnovský, A., Vozárová, A., Klinec, A., Miko, O., Halouzka, R., Vozár, J., Beňuška, P., Hanzel, V., Kubeš, P., Liščák, P., Lukáčik, E., Maglay, J., Molák, B., Pulec, M., Putiš, M. a Slavkay, M., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Nízkych Tatier 1 : 50 000 (Biely, A. a Bezák, V., Eds.). Bratislava, GS SR, 232 s.

- Bodnár, J., Filo, M., Husák, E. a Májovský, J., 1979: Geofyzikálny výskum Lučenskej a Rimavskej kotliny. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Borza, K., 1977: Cyklická sedimentácia dachsteinských vápencov Muránskej planiny. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 67, 23–52.
- Bouček, B. a Příbyl, A., 1960: Revision der Trilobiten aus dem slovakischen Oberkarbon. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 20, 5–50.
- Broska, I. a Uher, P., 1991: Regional typology of zircon and its relationship to allanite/monazite antagonism (an example of Hercynian granitoides of Western Carpathians). Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 42, 5, 271–277.
- Broska, I. a Petrik, 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 Petrik, I., 1993b: Magmatické enklávy vo variských granitoidoch Západných Karpát. Miner. slov. (Bratislava), 25, 2, 104–108.
- Burchart, J., Cambel, B. a Král, J., 1987: Isochron reassessment of K-AR dating from the West Carpathian crystalline complex. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 38, 131–170.
- Burian, J., Slavkay, M., Štohl, J. a Tözsér, J., 1985: Metalogenéza neovulkanitov Slovenska. Bratislava, Alfa, 269 s.
- Bystrický, J., 1959: Príspevok k stratigrafii Muránskeho mezozoika. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 56, 5–43.
- Cambel, B., Ščerbak, N. P., Kamenicki, L., Bartnickij, E. N. a Veselskij, J., 1977: Nekotoryje svedenija po geochronologii kristalinikuma Zap. Karpát na osnove dannyh U-Th-Pb metoda. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 28, 2, 243–260.
- Cambel, B., Bagdasarjan, G. P., Veselskij, J. a Gukasjan, R. Ch., 1979: Novye danye o opredelenii vozrasta porod Slovakii Rb/Sr i K/Ar metodami i vozmožnosti ich interpretacii. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 30, 1, 45–60.
- Cambel, B., Bagasarjan, G. P., Veselský, J. a Gukasjan, R. Ch., 1980: To problems of interpretation of nuclear-geochronological data on the age crystalline rocks of the West Carpathians. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 31, 1–3, 27–48.
- Cambel, B. a Korikovskij, S. P., 1986: Variscijskij retrogradnyj metamorphism i alpinskij diaftorez v kristalinikume Zapadnyh Karpát. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 37, 335–364.
- Cambel, B., Bagdasarjan, G. P., Gukasjan, R. Kh. a Dupej, J., 1988: Age of granitoids from the Kohút Veporic zone according to Rb-Sr isochrone analysis. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 39, 2, 131–146.
- Cambel, B., Král, J. a Burchart, J., 1990: Izotopová geochronológia kryštalinika Západných Karpát. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 183 s.
- Čillík, I. a Hvozd'ara, P., 1979: Niektoré otázky geologickej pozície a genézy scheelitu v okolí Čierneho Balogu a v tatroveporidách. Miner. slov. (Bratislava), 11/3, 193–204.
- Dallmeyer, R. D., Neubauer, F. a Putiš, M., 1993: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age controls for the Pre-Alpine and Alpine tectonic evolution of nappe complexes in the Western Carpathians. PAEWCR Conference, Excursion guide, Stará Lesná 1993, 11–20.
- Dávidová, Š., 1981: Potassium feldspars of granitoid of the Veporic crystalline. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 32, 5, 615–625.

- Debon, F., a Le Fort, P., 1983: A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh Earth Sciences*, 73, 135–149.
- Dovina, V., 1984: Podzemný odtok kryštalinika Západných Karpát. Kandidátska dizertačná práca. Bratislava.
- Dublan, L., Miko, O., Halouzka, R., Karolusová, E., Štohl, J. a Dovina, V., 1979: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 36-411 (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 36-233 (Strelníky). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Dublan, L., Bezák, V., Bujnovský, A., Halouzka, R., Hraško, L., Vozárová, A. a Vozár, J., 1997: Geologická mapa Poľany, 1 : 50 000. Bratislava, GS SR.
- Dublan, L., Bezák, V., Biely, A., Bujnovský, A., Halouzka, R., Hraško, L., Köhlerová, M., Marcin, D., Onačila, D., Scherer, S., Vozárová, A., Vozár, J. a Žáková, E., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Poľany 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, 1–238.
- El Bouseily, A. M. a El Sakkary, A. A., 1975: The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chem. Geol. (Amsterdam)*, 13, 3, 207–219.
- Fejdi, P. a Fejdiová, V., 1981: Chemical study of biotites from some veporide granitoid rocks. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 32, 3, 375–380.
- Filo, M., Kanda, J., Maar, S. a Kubeš, P., 1989: Mládovo – okolie. Overovací komplexný geofyzikálny prieskum. Manuskript – archív Geocomplex, a. s., Bratislava.
- Filo, M., Ardová, M., Grand, T., Gretschek, J. a Stránska, M., 1994: Komplexný geofyzikálny prieskum územia Rimavská Baňa – Sinec – Hnúšťa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Filo, M., Ardová, M., Gretschek, J., Husák, L., Kubeš, P., Lanc, J., Šantavý, J., Szalaiová, V. a Vranová, A., 1995: Región Jelšava – Lubeník – Hnúšťa. Reinterpretácia výsledkov geofyzikálnych meraní a zostavenie mapy geofyzikálnych indícií. Záverečná správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Fusán, O., 1958: Geológia územia medzi obcou Kociha na rieke Rimave a obcou Zelené na rieke Iplí. *Geol. Práce, Zpr. (Bratislava)*, 13, 3–10.
- Fusán, O. 1962: Stratigrafické postavenie karbonátového súvrstvia medzi Tuhárom a Ružinou, severne od Lučenca. *Geol. Práce, Zoš. (Bratislava)*, 62, 219–222.
- Ghent, E. D. a Stout, M. Z., 1981: Geobarometry and geobarometry of Plagioclase-Biotite-Garnet-Muscovite assemblages. *Contr. Mineral. Petrology (Berlin – New York)*, 76, 92–97.
- Gnojek, I. a Janák, F., 1986: Souhrnné zpracování letecky měřených geofyzikálních polí vnitřních Západních Karpat do měřítka 1 : 50 000. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Gregor, T., 1964: Ku geologickej stavbe územia v okolí Podrečian a Tuhára. *Geol. Práce, Zpr. (Bratislava)*, 33, 31–42.
- Greguš, J., 1982: Compositional zoning of garnets from the veporide crystalline rocks. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 33, 2, 197–210.
- Gubač, J., 1957: Paragenéza skarnového ložiska pri Kokave n. Rimavicou. *Geol. Práce, Zpr. (Bratislava)*, 11, 89–99.

- Guidotti, CH. V., 1987: Micas in metamorphic rocks. In: Baley, S. W. (eds.): Micas. Reviews in Mineralogy, Vol. 13, Miner. Soc. Amer., 357–456.
- Gupta, L. N. a Johannes, W., 1986: Genetic model for the Stromatitic Migmatites of the Rantasalmi – Sulkava Area, Finland. *J. Petrology (Oxford)*, 27, 2, 521–539.
- Hass, J. L. a Holdaway, M. J., 1973: Equilibrium in the system $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ involving the stability limits of pyrophyllite and thermodynamic data of pyrophyllite. *Amer. J. Sci. (New Haven)*, 273, 449–464.
- Halmešová, S. a Speváková, M., 1975: Správa z geofyzikálneho prieskumu na lokalite Málíneec – VP. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Határ, J. a Greguš, J., 1989: Typológia zirkónu granitoidných hornín veporského plutónu. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 89, 159–173.
- Henkes, L. a Johannes, W., 1981: The petrology of migmatite (Arvika, Värmland, Western Sweden). *Neu. Jb. Mineral., Abh. (Stuttgart)*, 141, 2, 113–133.
- Herron, M. M., 1988: Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core of log data. *J. sed. Petrology (Tulsa)*, 58, 820–829.
- Hey, M. H., 1954: A new review of the chlorites. *Min. Mag. (London)*, 30, 277–292.
- Hók, J. a Hraško, L., 1990: Deformačná analýza západnej časti pohorelskej línie. *Miner. slov. (Bratislava)*, 22, 69–80.
- Hók, J., Kováč, P. a Madarás, J., 1993: Extenzná tektonika západného úseku styčnej zóny gemerika a veporika. *Miner. slov. (Bratislava)*, 25, 172–176.
- Horniš, J., 1976: Sedimentárno-petrografický výskum kvartéru Lučenskej kotliny. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Hovorka, D., 1965a: Serpentinity kohútskeho kryštalinika a ich metamorfné produkty. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava)*, 9, 91–144.
- Hovorka, D., 1965b: Endokontaktné zjavy v serpentinite pri Málinci (Veporské rudohorie). *Geol. Práce, Zpr. (Bratislava)*, 37, 127–134.
- Hovorka, D. a Hvožd'ara, P., 1965: Akcesorické minerály veporidných granitoidných hornín. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava)*, 9, 145–179.
- Hovorka, D., 1971: Genéza niektorých typov amfibolických hornín veporid a Braniska. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava)*, 21, 67–127.
- Hovorka, D. a Spišiak, J., 1983: REE geochemistry and petrological model for the genesis of Variscan granitoids in the West Carpathians. *Miner. slov. (Bratislava)*, 15, 2, 97–116.
- Hovorka, D., Ivan, P., Jaroš, J., Kratochvíl, M., Reichwalder, P., Rojkovič, I., Spišiak, J. a Turanová, L., 1985: Ultramafic rocks of the Western Carpathians. Bratislava, *Geol. Úst. D. Štúra*, 258 s.
- Hovorka, D., Méres, Š. a Ivan, P., 1992: Pre-Alpine Western Carpathians Mts. Complexes. *Terra nova*, 4, Abstract suppl., 2, 32.
- Hovorka, D. a Méres, Š., 1993: Leptino-amfibolitový komplex Západných Karpát: vystupovanie a litologická náplň. *Miner. slov. (Bratislava)*, 25, 1–10.
- Hovorka, D. a Méres, Š., 1996: Dva genetické typy metabazitov v juhozápadnej časti veporika. *Miner. slov. (Bratislava)*, 28, 273–280.
- 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, 93 s.

- Hraško, L.: 1998: Štruktúrno-litologické profily v juhozápadnej časti veporika. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 21 s.
- Hraško, L., Molák, B. a Chmelík, J., 1989: Niekoľko poznatkov o petrogenéze hornín z vrtu KS-1 (vív. okolie Klenovca). Spr. Výsk. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 113–120.
- Hraško, L., Bezák, V. a Molák, B., 1997: Postorogénne peraluminózne dvojsľudné granity a granitové porfýry v kohútskej zóne veporika (oblasť Klenovec – Zlatno). Miner. slov. (Bratislava), 29, 113–135.
- Hraško, L., Bezák, V., Broska, I., Dublan, L. a Határ, J., 1998: Geologická mapa 1 : 25 000 a vysvetlivky, list 36-412. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 53 s.
- Hricko, J., 1968: Geofyzikálny prieskum. Lokalita Kokava – Jelšava. Záv. správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Hronová, V., 1977: Správa o geofyzikálnom prieskume na lokalite Sihla – granodiorit. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Hurai, V., 1983: Genetická interpretácia plynno-kvapalných uzavrení v kremeň z žíl alpského typu veporického kryštalinika. Miner. slov. (Bratislava), 15, 3, 243–260.
- Hurai, V., Simon, K. a Bezák, V., 1994: Hercýnsky vek niektorých trhlín s alpskou paragenézou minerálov kryštalinika veporika. Miner. slov. (Bratislava), 26, 355–361.
- Husák, L., 1996: Magnetické vlastnosti hornín z vrtu KH-1 (Katarínska Huta). Manuskript – archív Geocomplex, a. s., Bratislava.
- Hvožďara, P., 1979: Vrstvový scheelit vo veporidnom kryštaliniku. Miner. slov. (Bratislava), 11, 1.
- Hvožďara, P. a Határ, J., 1978: Akcesorické minerály niektorých magmatických a metamorfovaných hornín veporíd. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 113–127.
- Chovan, M. a Határ, J., 1978: Akcesorické minerály niektorých typov hornín kryštalinika veporíd. Miner. slov. (Bratislava), 10, 4, 349–359.
- Ibrmajer, J., 1963: Gravimetrická mapa ČSSR v mierke 1 : 200 000. Záv. správa. ÚGF. Manuskript – archív Geofond, Praha.
- Ivanička, J., Bajanič, Š., Pulec, M., Halouzka, R., Konečný, V., Lexa, J., Planderová, E., Dovina, V., Modlitba, I., Šucha, P., Kováčik, M. a Vážna, L., 1986: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Pohronská Polhora (36-241). Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 91 s.
- Jakál, J., 1993: Geomorfológia krasu Slovenska. Mapa 1 : 500 000. Slov. Kras (Liptovský Mikuláš), XXXI, 13–28.
- Johanes, W., 1983: On the origin of Layered Migmatites. In: Atherton, M. P. and Gribble, C. D. (Eds.): Migmatites, Melting and Metamorphism. Shiva Geol. Series, Nantwich, 234–247.
- Kamenický, J., 1951: O hadci pri Dankovej. Geol. Sbor. (Bratislava), 2, 3–30.
- Kamenický, J., 1962: Vývoj názorov, súčasný stav a základné problémy geológie kryštalinika Západných Karpát. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 62, 5–23.
- Kamenický, J., 1962: Tvorba granitoidov v Západných Karpatoch. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 62, 23 – 32.
- Kamenický, J., 1977: Contact metamorphism in the aureola of the Rimavica granite (West Carpathians Mts.). Miner. slov. (Bratislava), 9, 3, 161–184.
- Kamenický, J., 1982: Vývoj a podmienky metamorfózy v sz. časti veporského rudohoria. In: Metamorfne procesy v Západných Karpatoch. (Eds.: Krist, E. a Mihaliková, A.) Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 23–37.

- Kamenický, L. a Kamenický, J., 1983: Prekambrium Západných Karpát. Miner. slov. (Bratislava), 4, 289–302.
- Kamenický, L. a Gračeva, T. V., 1991: Príspevok k vekovým reláciám kryštalických bridlic Fubietovského kryštalinika. Miner. slov. (Bratislava), 23, 17–22.
- Kantor, J., 1960: Kriedové orogenetické procesy v svetle geochronologického výskumu veporidného kryštalinika (Kohútske pásmo). Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 19, 5–26.
- Kettner, R., 1937: Geologické pomery okolí Vernáru na Slovensku. Rozpr. Čes. Akad. Věd Umění, Tř. II (Praha), 47, 8, 1–11.
- Klinec, A., 1966: K problému stavby a vzniku veporského kryštalinika. Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 6, 7–28.
- Klinec, A., 1976: Geologická mapa 1 : 50 000 – Slovenské rudohorie-stred, Nízke Tatry-východ. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Klinec, A., Planderová, E. a Miko, O., 1975: Staropaleozoický vek hronského komplexu veporid. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 63, 95–104.
- Klinec, A., Bezák, V., Stankovič, J. a Dovina, V., 1978: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list M-34-124-B-b (Klenovec). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 54 s.
- Klinec, A. a Planderová, E., 1979: Paleozoické metamorfity z oblasti Hnúšte. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 72, 193–194.
- Klinec, A., Bezák, V., Stankovič, J., Dovina, V. a Planderová, E., 1980: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list M-34-124-B-d (Hnúšťa). Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 64 s.
- Klinec, A., Vozárová, A., Vozár, J., Elečko, M., Vass, D., Pristaš, J., Šucha, P., Dovina, V., Stankovič, J., Kohút, M. a Planderová, E., 1984: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 36-441 (Poltár-1). Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 97 s.
- Klinec, A. a Miko, O., 1987: Tektonický vzťah komplexov veporického kryštalinika vo vrte KV-1 (Pohronská Polhora). Geol. Průz., Praha, 29, 4, 103–105.
- Klinec, A., Biely, A., Vozárová, A., Konečný, V., Lexa, J., Pulec, M., Halouzka, R., Stankovič, J., Modlitba, I., Šucha, P., Planderová, E., Miko, O., Kullman, E. a Dovina, V., 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 36-232. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 134 s.
- Klinec, A., Beňuška, P., Konečný, V., Lexa, J., Kohút, M., Miko, O., Stankovič, J., Šucha, P., Dovina, V., Lobík, M., Hók, J. a Hraško, L., 1989: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Pohronská Polhora-3, 36-243. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 85 s.
- Klinec, A., Lukáčik, E., Stankovič, J. a Vranovská, A., 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 36-421 (Utekáč). Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 39 s.
- Kodym, O. st., Dvořák, J. a Bukovanská, M., 1956: Zpráva o geologickém výzkumu v okolí Tisovce na Slovensku. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 7, 154–156.
- Komoň, J., 1994: Mládzovo – Cu, Ag, Bi, Sb, Hg, Au rudy. Vyhľadávaci geofyzikálny prieskum. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Komoň, J. a Maar, S., 1989: Kociha – Selce – komplexný geofyzikálny prieskum. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Komoň, J. a Maďar, D., 1994: Správa o geofyzikálnom výskume na lokalite Uderiná. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

- Konečný, V., Dublan, L., Pulec, M., Planderová, E., Škvarka, L., Štohl, J. a Šefara, J., 1975: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 36-413 (Detva). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- 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., Bezák, V., Miko, O., Pristaš, J., Stolár, M. a Vranovská, A., 1990: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, Lovinobaňa-1 (34-431). Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 111 s.
- Konečný, V., Bezák, V., Halouzka, R., Stolár, M. a Dublan, L., 1998: Geologická mapa Javoria, 1 : 50 000. Bratislava, GS SR.
- Konečný, V., Bezák, V., Halouzka, R., Konečný, P., Mihaliková, A., Marcin, D., Iglárová, L., Panáček, A., Štohl, J., Žáková, E., Galko, I., Rojkovičová, L. a Onačila, D., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Javoria 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, 304 s.
- Korikovskij, S. P., Dupej, J. a Boronikhin, V. A., 1989: Vysokoželezité metasedimenty z Kokavy nad Rimavicou (veporikum). Miner. slov. (Bratislava), 21, 251–258.
- Korikovskij, S. P., Dupej, J., Boronikhin, V. A. a Zinovieva, N., 1990: Zoned garnets and their equilibria in mica schist and gneisses of Kohút crystalline complex, Hnúšťa region, Western Carpathians. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 41, 99–123.
- Korikovskij, S. P. a Miko, O., 1992: Nízкотeplotné sedimenty krakľovskej formácie veporidného kryštalinika. Miner. slov. (Bratislava), 24, 381–391.
- Kotov, A. B., Miko, O., Putiš, M., Korikovskij, S. P., Salnikova, E. B., Kovach, V. P., Yakovleva, S. Z., Bereznyaya, N. G., Král, 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. (Bratislava), 42, 73–79.
- Kováč, P. a Hók, J., 1993: The Central Slovak Fault System – field evidence of a strike slip. Geol. carpath. (Bratislava), 44, 155–159.
- Kováčik, M., 1993: Polymetamorfný vývoj staropaleozoických metamorfítov strednej časti kohútskej zóny. Miner. slov. (Bratislava), 25, 379–385.
- Kováčik, M., 1996: Kyanite-Mg-chlorite schist and its petrogenetic significance (Sinec massif, Southern Veporic Unit, Central Western Carpathians). Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 47, 245–255.
- Kováčik, M., 1998: K petrogenéze vybraných horninových súborov v južnej časti veporika. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 26 s.
- Kováčik, M., Král, J. a Maluski, H., 1996: Alpínsky metamorfný a termochronologický vývoj juhoveporických predalpínskych metamorfítov. Miner. slov. (Bratislava), 28, 185–202.
- Kováč, A., Svingor, E. a Grecula, P., 1986: Rb-Sr isotopic ages of granitoid rocks from the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., Western Carpathians. Miner. slov. (Bratislava), 18, 1–14.
- Král, J., Frank, W. a Bezák, V., 1996: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ spektrá amfibolu z amfibolických hornín veporika. Miner. slov. (Bratislava), 28, 501–513.
- Král, J. a Chovan, M., 1979: Uranium in accessory minerals of granite in veporides. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 30, 2, 227–234.

- 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., 1977: Leptite rocks in the crystalline complex of the Central West Carpathians. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava)*, 32, 45–55.
- Krist, E., 1979: Granitoid rocks of the southwestern part of the veporide crystalline complex. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 30, 2, 157–179.
- Krist, E., 1981: The problem of genesis of granitoids from the veporide crystalline complex from the point of view of K-feldspar, biotite and zircon investigation, *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 32, 6, 671–678.
- Krist, E. a Siegl, K., 1971: Geologicko-tektonické pomery jz. časti krakovského a kráľovohorského kryštalinika veporid. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava)*, 21, 45–67.
- 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., Korikovskij, S. P. a Boronikhin, V. A., 1989: Retrograde metamorphism of staurolite-garnet micaschist of Krakovská Zone of Veporides. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 40, 471–482.
- Krist, E., Korikovskij, S. P., Putiš, M., Janák, M. a Faryad, S. W., 1992: Geology and petrology of metamorphic rocks of the Western Carpathian Complexes. Bratislava, Comenius University Press, 324 s.
- Krivý, M., 1966: Geologicko-tektonické pomery terciérnych sedimentárnych hornín (Čiastková správa k listu Brezno). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Krystyn, L., Lein, R., Mello, J., Riedel, P. a Piller, W., 1990: "Tisovec Limestone" – an example of the problems of lithostratigraphic correlation between the Northern Calcareous Alps and the Central West Carpathians. In: Minaříková, D. and Lobitzer, H. (eds): Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia. Vienna, Fed. Geol. Surv., Prague, Geol. Surv., 125–136.
- Kubeš, P., Filo, M., Ardová, M., Husák, E., Lanc, J., Šantavý, J., Šefara, J. a Valušiačková, A., 1997: MGII – región Slovenské rudohorie-západ. Záv. správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Kubíny, D., 1958: Poznámky o geológii, tektonike a metamorfizme veporid južne od Hrona. *Geol. Práce, Zpr. (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, Zpr. (Bratislava)*, 62, 33–58.
- Kucharič, E., 1981: PVE Ipeľ, geofyzikálne merania na hornej nádrži a privádzачoch. Manuskript – archív Geocomplex, a. s., Bratislava.
- Kullman, E., Gazda, S., Škvarka, L. a Dovina, V., 1978: Základná hydrogeologická mapa 1 : 200 000, list 36 (Banská Bystrica). Čiast. záv. správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Kuthan, M., Biely, A., Böhm, V., Čechovič, V., Fusán, O., Hovorka, D., Mazúr, E. a Regásek, F., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČS SR 1 : 200 000, list M-34-XXXII Zvolen. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 131 s.

- Kučvart, M., 1955: Geologické a petrografické poměry mastkových ložisek a jejich okolí u Hnúšťa na Slovensku. Sbor. Ústř. Úst. geol. (Praha), 22, 145–195.
- Le Maitre, R.W. (ed.), 1989: A classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Blackwell, Oxford, 193 p.
- Leake, B. E., 1978: Nomenclature of amphiboles. *Min. Mag.* (London), 42, 533–563.
- Lexa, O. a Bezák, V., 1996: Porphyric granitoids in the western part of Slovenské rudohorie Mts.: Emplacement and deformation in shear zones. *Slovak Geol. Mag.* (Bratislava), 3–4, 189–197.
- Lizoň, I. a Ardová, M., 1979: Správa o geofyzikálnom výskume na lokalite Dobroč – Kerešovo. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Macek, J., Cambel, B., Kamenický, L. a Petrik, I., 1982: Documentation and basic characteristics of granitoid rock samples of the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath.* (Bratislava), 33, 5, 601–621.
- Maďar, D., 1990: Poltár – hydrogeologický prieskum. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Madarás, J., 1998: Štruktúrno-tektonické pomery veporského kryštalinika v okolí Čierneho Balogu. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 10 s.
- Madarás, J., Putiš, M. a Dubík, B., 1994: Štruktúrna charakteristika stredného úseku pohorelskej tektonickej zóny. *Miner. slov.* (Bratislava), 26, 177–191.
- Madarás, J., Hók, J., Siman, P., Bezák, V., Ledru, P. a Lexa, O., 1996: Extension tectonics and exhumation of crystalline basement of the Veporicum unit (Central Western Carpathians). *Slovak Geol. Mag.* (Bratislava), 3–4/96, 179–183.
- Mahel', M., 1957: Geológia Stratenskej hornatiny. *Geol. Práce, Zoš.* (Bratislava), 48, 201 s.
- Mahel', M., 1986: Geologická stavba československých Karpát 1. Bratislava, Veda, 510 s.
- Mahel', M., Andrusov, D., Buday, T., Franko, O., Ilavský, J., Kullman, E., Kuthan, M., Matějka, A., Mazúr, E., Roth, Z., Seneš, J., Scheibner, E. a Zoubek, V., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list M-34-XXVI Banská Bystrica. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Mahel', M., Kamenický, J., Fusán, O. a Matějka, A., 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II – Západní Karpaty, sv. 1. Praha, Academia, 486 s.
- Maluski, H., Rajlich, P. a Matte, P., 1993: $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ dating of the Inner Carpathians Variscan basement and Alpine mylonitic overprinting. *Tectonophysics* (Amsterdam), 223, 313–337.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M., 1989: Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Amer. Bull.* (New York), 101, 635–643.
- Marko, F., 1993a: Kinematics of Muráň fault between Hrabušice and Tuhár village. In: Rakús, M. a Vozár, J. (eds.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 253–262.
- Marko, F., 1993b: Štruktúrno-geologická analýza mýtniansko-tisoveckého zlomu medzi Breznom a Tisovcom. Manuskript – archív Katedra geol. a paleont., PriF UK, Bratislava, 8 s.
- Marko, F., Plašienka, D. a Fodor, L., 1995: Meso-Cenozoic tectonic stress fields within the Alpine-Carpathian transition zone: a review. *Geol. carpath.* (Bratislava), 46, 19–27.
- Mašín, J. a Matalín, M., 1963: Aeromagnetická a aerorádiometrická mapa ČSSR 1 : 200 000. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Máška, M. a Zoubek, V., in Buday, T. et al., 1961: Tektonický vývoj Československa. Praha, ČSAV, 232 s.

- Matula, M., 1977: Regionálna inžinierska geológia Slovenska. Bratislava, Univ. Komenského.
- Mazúr, E. a Lukniš, M., 1980: Regionálne geomorfologické členenie. Bratislava, Geogr. Úst. Slov. Akad. Vied.
- Mazzoli, C., Sassi, R. a Vozárová, A., 1992: The pressure character of the Alpine metamorphism in the Central and Inner Western Carpathians (Czecho-Slovakia). In: Vozár, J. (ed.): The Paleozoic geodynamic domains: Western Carpathians, Eastern Alps, Dinarides. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 109–117.
- Mello, J., 1979: Sú tzv. vyššie subtatranské príkrovy a silický príkrov súčasťou gemerika? Miner. slov. (Bratislava), 11, 279–281.
- Méres, Š. a Hovorka, D., 1991: Alpine metamorphic recrystallization of the pre-Carboniferous metapelites of the Kohút crystalline complex (the Western Carpathians). Miner. slov. (Bratislava), 23, 435–442.
- Midriak, R., 1983: Morfogénéza povrchu vysokých pohorí. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied.
- Michalík, J., 1977: Paläogeographische Untersuchungen der Fatra-Scgichten (Kössen-Formation) des nördlichen Teiles des Fatrikums in den Westkarpaten. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 28, 71–94.
- Michalko, J., Bezák, V., Král', J., Huhma, H., Mäntäri, I., Vaasjoki, M., Broska, I., Hraško, E. a Határ, J., 1998: U/Pb zircon data from the Veporic granitoids (West Carpathians). Krystallinikum (Praha), 24, 91–104.
- Miko, O., 1981: Strednopaleozojskaja vulkanogenno-osadočnaja tolšča Janovogo grunja v veporidnom kristallinike Nizkich Tatr. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 32, 465–474.
- Milovský, R., 1996: Distribúcia deformácie a štruktúrne vzťahy v profile medzi veporickým kryštalinikom a bázou muránskeho príkrovu. Dipl. práca. Manuskript – Kat. geol. a pal. PriF UK, Bratislava, 92 s.
- Miyashiro, A., 1973: Metamorphism and Metamorphic Belts. Slovenský preklad. Manuskript – archív Katedra geochemie, PriF UK, Bratislava, 245 s.
- Nemčok, A., 1982: Zosuvy v Slovenských Karpatoch. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied.
- Obernauer, D. a Stránska, M., 1979: Zhodnotenie výsledkov štruktúrneho vrtu KV-3 Rochovce z hľadiska geofyziky. Manuskript – archív Geocomplex, a. s., Bratislava.
- Obernauer, D., Filo, M., Glova, D., Klinec, A., Petro, M., a Stránska, M., 1980: Geofyzikálny výskum západnej časti Slovenského rudohoria a východnej časti Nízkyh Tatier. Čiast. záv. správa za obdobie 1970–1980. Manuskript – archív Geocomplex, a. s., Bratislava.
- Perčuk, L. L. a Lavrentjeva, I. V., 1983: Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite – garnet – biotite. In: Saxena, S. K. (ed.): Kinetics and Equilibrium in mineral reactions. Adv. phys. geochem., 3, New York, Springer-Verlag, 199–239.
- Petrík, I., 1980: Biotites from granitoid rocks of the West Carpathians and their petrogenetic importance. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 31, 2, 215–230.
- Petrík, I., 1996: Nie leptit, ale mikroaplit: genetická reinterpretácia horninového typu zo západnej časti veporika. Miner. slov. (Bratislava), 28, 1, 45–55.

- Petrík, I., Broska, I. a Bezák, V., 1993: Príspevok ku geochémii a mineralógii granitoidov západnej časti Slovenského rudohoria. In: Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 207–218.
- 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.
- Petro, M., 1977: Výskum rudných ložísk tatroveporíd. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 95 s.
- Pitoňák, P. a Spišiak, J., 1994: Blastomylonity hrončockého granitu. Miner. slov. (Bratislava), 26, 3, 171–176.
- Plančár, J., Filo, M., Šefara, J., Snopko, L. a Klinec, A., 1977: Geofyzikálna a geologická interpretácia tiažových a magnetických anomálií v Slovenskom rudohorí. Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 2, 7–144.
- Planderová, E., 1966: Pálnologické vyhodnotenie terciéru vo vnútorných kotlinách centrálnych Západných Karpát. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Planderová, E. a Vozárová, A., 1978: Vrchný karbón v južnej časti veporíd. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 70, 129–141.
- Plašienka, D., 1980: Nappe position of the Hladomorná dolina group on the Foederata group in the Dobšiná half-window. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 31, 4, 609–617.
- Plašienka, D., 1981: Tektonické postavenie niektorých metamorfovaných mezozoických sérií veporika. Kand. dizert. práca. Manuskript – archív GÚ SAV, Bratislava.
- Plašienka, D., 1983a: Geologická stavba tuhárskeho mezozoika. Miner. slov. (Bratislava), 15, 49–58.
- Plašienka, D., 1983b: Kinematický obraz niektorých štruktúr severného veporika vo vzťahu k formovaniu krížňanského príkrovu. Miner. slov. (Bratislava), 15, 3, 217–231.
- Plašienka, D., 1984: Príkrov Markušky – zväzujúci element veporika a gemerika? Miner. slov. (Bratislava), 16, 2, 187–193.
- Plašienka, D., 1993: Structural pattern and partitioning of deformation in the Veporic Foederata cover unit (Central Western Carpathians). In: Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 269–278.
- Plašienka, D., 1997: Cretaceous tectonochronology of the Central Western Carpathians, Slovakia. Geol. carpath. (Bratislava), 48, 99–111.
- Plašienka, D., 1999: Tektonochronológia a paleotektonický model jursko-kriedového vývoja centrálnych Západných Karpát. Bratislava, Veda.
- Plašienka, D., Janák, M., Hacura, A. a Vrbatovič, P., 1989: Prvé údaje o kryštalinite illitu z alpsky metamorfovaných hornín veporika. Miner. slov. (Bratislava), 21, 43–52.
- Plašienka, D. a Soták, J., 1996: Rauhackized carbonate tectonic breccias in the West Carpathian nappe edifice: introductory remarks and preliminary results. Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 2/96, 287–291.
- Pouba, Z., 1951: Geologie střední části Muránské plošiny. Sbor. Ústř. Úst. geol. (Praha), 28, 273–300.
- Pouba, Z., 1953: Olověno-zinkové rudy ze severního úpatí Muránské plošiny (Střední Slovensko). Rozpr. Čes. Akad. Věd Umění, Tř. II (Praha), 61 (1951), 41, 1–24.
- Pulec, M., 1966: Geologický výskum terciéru vnútorných kotlín centrálnych západných Karpát. Záv. správa. 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.
- Putiš, M., 1992: Variscan and Alpidic nappe structures of the Western Carpathian crystalline basement. *Geol. carpath. (Bratislava)*, 43, 6, 369–480.
- Repčok, I., 1962: Geologicko-petrografické pomery jv. okolia Čierneho Balogu. Diplomová práca. Manuskript – archív Katedry petrogr. a mineral. PriF UK, Bratislava, 88 s.
- Rozkošný, J., 1966: Podrečany – Rimavská Baňa. Vyhľadávací prieskum na magnezit a siderit. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Rozlosznik, P., 1935: Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Dobšina. *Geologica hung., Ser. geol. (Budapest)*, 5, 118 s.
- Seneš, J., 1955: Vývoj terciéru na generálnej mape Banská Bystrica. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Schönenberg, R., 1946: Geologische Untersuchungen an nord-westerland des Zips-Gömörer Erzgebirges (Karpaten). *Z. Dtsch. geol. Gesell. (Hannover)*, 98, 70–120.
- Siegl, K., 1982: Structure of the Vepor pluton (West Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 33, 2, 171–175.
- Siman, P., 1993: Úvod do štúdia migmatitov juhozápadnej časti Veporika. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Siman, P., 1995: "Layered migmatites" in the South-Western part of the Veporikum, the Western Carpathians, Slovakia. *Terra Nova*, 7, Abstract Suppl., 1, 317.
- Siman, P., 1998: Petrologické zhodnotenie a tektonometamorfný vývoj páskovaných migmatitov južného veporika. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 39 s.
- Sitár, V., 1966: Správa o veku terciérnych sedimentov Breznianskej kotliny na základoch makroflóry. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Sklenčka, J., 1972: Zpráva o geofyzikálním měření na akci Ipel' – priehrada. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Slavkay, M. a Petro, M., 1993: Metalogenéza a rudné formácie veporika. *Miner. slov. (Bratislava)*, 25, 313–317.
- Slavkay, M., Vozárová, A., Bezák, V., Hraško, E. a Kováčik, M., 1995: Regionálna mapa ložísk a prognóz nerastných surovín Slovenské rudohorie-západ (M 1 : 100 000). Manuskript – archív GS SR, Bratislava., 241 s.
- Špišiak, J., Caňo, F., Hovorka, D., Hrnčár, A. a Pitoňák, P., 1992: Karbonatické fylity v Kamenistej doline; veporikum. *Miner. slov. (Bratislava)*, 24, 115–120.
- STN 73 1001 – Základová pôda pod plošnými základmi.
- STN 73 3050 – Zemné práce.
- Straka, P., 1981: O veku série foederata. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 75, 57–62.
- Stránska, M., Husák, E. a Hanák, J., 1986: Hustotná mapa Západných Karpát na území Československa. Manuskript – archív Geofyzika, s. p., Brno.
- Suchý, F. a Valušiačková A., 1980: PVE Ipel', geofyzikálny prieskum. Manuskript – archív Geocomplex, a. s., Bratislava.
- Suchý, F. a Boldiš, M., 1983: PVE Ipel', geofyzikálny prieskum. Manuskript – archív Geocomplex, a. s., Bratislava.
- Šefara, J., Bielik, M., Bodnár, J., Čížek, P., Filo, M., Gnojek, I., Grecula, P., Halmešová, S., Husák, E., Janošík, M., Král, M., Kubeš, P., Kurkin, M., Leško, B., Mikuška, J., Muška, P., Obernauer, D., Pospíšil, L., Putiš, M., Šutora, A. a Velich, 1987:

- Štruktúrno-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát pre účely prognózovania ložísk – geofyzikálne interpretácie. Vysvetlivky k mapám. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 267 s.
- Šuf, J., 1937: Zpráva o nálezištích užitečných nerostů v okolí Hnúšte na Slovensku se zvláštním zřetelem ke geologickým poměrům této oblasti. Báh. Svět (Praha), XVI, 2–4, 22–46.
- Šuf, J., 1938: Zpráva o geologických poměrech a ložiskách užitečných nerostů v okolí Kokavy na Slovensku. Věst. St. geol. Úst. (Praha), 14, 91–103.
- Tkáčová, H., 1969: Záverečná správa o geofyzikálnom prieskume územia Podrečany – Rimavská Baňa (magnezit – siderit). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Turan, J. a Vančová, L., 1980: Die metamorphen Minerale von Karbonatkoerpern des Kristallinikums der Klenovec-Subzone der Veporiden. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 31, 343–357.
- Turanová, L., Turan, J. a Stankovič, J., 1997: Skarnoidná mineralizácia v ložisku Hnúšťa – Mútnik. Miner. slov. (Bratislava), 29, 417–426.
- Uher, P. a Gregor, T., 1992: Turčocký granit – produkt postorogénneho magmatizmu A-typu? Miner. slov. (Bratislava), 24, 301–304.
- Vančová, L. a Turan, J., 1981: Prejavy skarnoidnej mineralizácie v ložisku Mútnik. Miner. slov. (Bratislava), 13, 1, 69–76.
- Varček, C., 1976: Základné črty metalogenetického vývoja Spišsko-gemerského rudohoria. In: Geológia, metalogenéza a prognózy surovín Spišsko-gemerského rudohoria, Košice, 36–62.
- Varga, I., 1963: Príspevok ku geológii magnezitového karbónu medzi Západným Turcom a Rimavou. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 29, 31–47.
- Vass, D., Dovina, V., Chochol, M., Jurkovičová, H., Klinec, A. Konečný, V., Lexa, J., Lukáčik, E., Pristaš, J., Šucha, P., Vozárová, A. a Vozár, J., 1982: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 36-442 (Poltár-2). Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 83 s.
- Vass, D., Elečko, M., Gaál, L., Hanáček, J., Hanzel, V., Lexa, J., Mello, J., Pristaš, J. a Vozárová, A., 1986: Vysvetlivky ku geologickej mape Rimavskej kotliny a príľahlej časti Slovenského rudohoria 1 : 50 000. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 179 s.
- Vass, D., Began, A., Gross, P., Kahan, Š., Köhler, E., Krystek, I., Lexa, J. a Nemčok, J., 1988: Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov Panónskej panvy na území ČSSR. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Vass, D., Elečko, M., Bezák, V., Bodnár, J., Pristaš, J., Konečný, V., Lexa, J., Molák, B., Straka, P., Stankovič, J., Stolár, M., Škvarka, L., Vozár, J. a Vozárová, A., 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 196 s.
- Vass, D., Bezák, V., Elečko, M., Konečný, V., Lexa, J., Pristaš, J., Straka, P. a Vozár, J., 1992: Geologická mapa Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny, 1 : 50 000. Bratislava, GS SR.
- Vojtko, R., 1999: Geológia a tektonika Tisovského krasu a okolia. Dipl. práca. Manuskript – Kat. geol. pal. PriF UK Bratislava, 77 s.
- Vozárová, A., 1990: Development of metamorphism in the Gemeric/Veporic contact zone (Western Carpathians). Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 41, 5, 475–502.

- Vozárová, A. a Vozár, J., 1982: Nové litostratigrafické členenie bazálnej časti obalu južného veporika. *Geol. Práce, Spr.* (Bratislava), 78, 169–194.
- Vozárová, A. a Krištín, J., 1985: Zmeny v chemickom zložení granátov a biotitov v kontaktnej aureole alpínskych granitoidov v južnej časti veporika (Západné Karpaty). *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen.* (Bratislava), 10, 199–221.
- Vozárová, A. a Vozár, J., 1988: Late Paleozoic in West Carpathians. Bratislava, *Geol. Úst. D. Štúra*, 314 s.
- Vozárová, A. a Vozár, J., 1992: Variscan terranes and evolution of Late Paleozoic sedimentary basins (Western Carpathians). In: Vozár, J. (Ed.): *Spec. Vol. IGCP 276*, Bratislava, *Geol. Úst. D. Štúra*, 147–154.
- Vrána, S., 1962: Nová hľadiska v petrogenézi veporidného krystalinika. *Geol. Práce, Zoš.* (Bratislava), 62, 81–84.
- Vrána, S., 1964: Chloritoid and kyanite zone of alpine metamorphism on the boundary of the Veporides and the Gemerides. *Krystalinikum (Brno)*, 2, 125–143.
- Vrána, S., 1965: Alpine K-feldspar of adularia type in the Veporides. *Věst. Ústř. Úst. geol.* (Praha), 40, 431–436.
- Vrána, S., 1966: Alpidische Metamorphose der Granitoide und der Foederataserie im Mittelteil der Veporiden. *Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty* (Bratislava), 6, 29–84.
- Vrána, S., 1980: Newly-Formed Alpine garnets in metagranitoids of the Veporides in relation to the structure of the Central zone of the West Carpathians. *Čas. Mineral. Geol.* (Praha), 25, 1, 41–54.
- Zoubek, V., 1928: Geologické studie z pohoří Veporu na Slovensku. *Věst. St. geol. Úst.* (Praha), 4, 152–160.
- Zoubek, V., 1930: Geologické studie z kořenové oblasti subtatranské a zon sousedních jižně od Podbrezové. *Věst. St. geol. Úst.* (Praha), 6, 190–198.
- Zoubek, V., 1931: Les montagnes du Vepor dans les environs de Podbrezová. *Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ.* (Praha), 13 A.
- Zoubek, V., 1932: Předběžná zpráva o mapování na listu Veľká Revúca (4564). *Věst. St. geol. Úst.* (Praha), VII.
- Zoubek, V., 1935: Tektonika Horehroní a její vztahy k vývěrům minerálních zřídél. *Věst. St. geol. Úst.* (Praha), 11, 85–115.
- Zoubek, V., 1936: Poznámky o krystaliniku Západních Karpat. *Věst. St. geol. Úst.* (Praha), 12, 1–2, 207–239.
- Zoubek, V., 1955: Zpráva o výzkumu východní části pásma Kohúta. *Zpr. geol. Výzk. v roce 1954, Ústř. Úst. geol., Praha.*
- Zoubek, V., 1957a: Hranice gemerid s veporidami. *Geol. Práce, Zoš.* (Bratislava), 46, 38–43.
- Zoubek, V., 1957b: Zpráva o geologických výzkumech pohoří Veporu v okolí Tisovce. *Zpr. geol. Výzk. v roce 1956, Ústř. Úst. geol., Praha*, 201–203.
- Zoubek, V. a Nemčok, A., 1951: Zpráva o magnetitovom ložisku pri Kokave n. Rima- vicou. *Manuskript – archív GS SR, Bratislava.*

GEOLOGICAL STRUCTURE AND DEVELOPMENT OF THE SLOVENSKÉ RUDOHORIE MTS. – WESTERN PART

Summary

The region of the Slovenské rudohorie Mts. – western part borders in the west with the regions Javorie Mts., Poľana Mts. and Čierťaž Mts., in the north with the Nízke Tatry Mts. region, in the south with the Lučenská kotlina depression and in the east with the Slovenské rudohorie-central part. Its structure is predominated by the Proterozoic? – Paleozoic crystalline rocks that are part of the Veporicum tectonic unit of paleo-Alpine age. The Late Paleozoic-Mesozoic sedimentary cover is also preserved locally. The relics of the Gemicum and Silicicum nappe units of paleo-Alpine age occur in a form of tectonic outliers. The post-nappe units are represented by sediments of Paleogene, Neogene and Quaternary age and by volcanic rocks of Neogene age.

The crystalline rocks are represented by metamorphic assemblages, mainly in the northern and southern parts of the region where they occur in the form of strips, whereas in the central part there prevail extensive granitoid intrusions. The results of the latest research have shown that the metamorphic rocks belong to two basic tectonic units of Hercynian age – a high grade metamorphosed assemblage, that originally represented the so called middle unit within the original Hercynian structure, and the low grade metamorphosed assemblages that represented a lower unit. The formation of these units was associated with the mid-crustal thrusts that accompanied the main Hercynian collision some 360–340 Ma ago. During these tectono-metamorphic events various types of paragneisses, migmatites and amphibolites developed from Proterozoic?-Early Paleozoic volcano-sedimentary formations in the middle unit and prevailingly phylites and micaschists in the lower unit. The older granitoids were metamorphosed to form orthogneisses. The metamorphism reached the peak conditions of the upper amphibolite facies (middle unit) or of the upper greenschists facies (lower unit). Locally it was accompanied by partial melting in the middle unit. At the end of the collision, about 350–340 Ma ago, the middle unit metamorphic rocks were intruded by S-type granitoids (so called hybrid granitoids). The collision ended up with a transport of the middle unit into the upper part of the crust and with its thrusting over the low grade metamorphosed assemblages of the lower unit. The tectonic development during neo-Hercynian stage was characterized by transpressional and, at the end, by extensional regime that took place along E-W and NE-SW running shear zones. It was accompanied by diaphoresis and by intrusions of I-type and A-type granitoids during the Late Carboniferous and Permian periods. The Permian period was also characterized by a break-up of consolidated continental crust into series of blocks – horsts and grabens, by sedimentation in isolated basins and by volcanism.

During Mesozoic, paleo-Alpine tectonic events fragmented the crystalline assemblages and incorporated them into new tectonic units and their original relationships were severed. In the shear zones (either inherited, or new), the mylonitization and degradation of mineral composition of original crystalline rocks took place anew. Wide zones of mylonitic schists developed and slices of low-grade metamorphosed rocks and/or sedimentary cover and Mesozoic nappe shales were folded-in.

During these Hercynian and Alpine long-term tectono-metamorphic processes a varied and complicated structure of the Veporicum crystalline rock assemblage developed. In the northern part there predominate variously diaphthorised para- and orthogneissic rocks and strips of schists and phyllites of uncertain origin. They may be either progressive, or retrograde metamorphic rocks. Small intrusions of A-type granites (Hrončok type) intruded the shear zones.

Central part of the region is made up of large granitoid intrusions. Most of them are S-type tonalites – granodiorites that intruded Hercynian structures parallel to metamorphic foliation (most foliations dip northward). Another characteristic feature of the central zone is the development of neo-Hercynian I-type granitoid intrusions (about 300 Ma old). They are made up of tonalite and porphyric granitoid assemblages of Sihla and Ipel' types. Recently, this zone may represent the deepest eroded part of the Veporicum crystalline rock area.

Southern part of the region (south of Divín fault) is made up of upper Hercynian structure units (hybrid assemblage, or Rimavica type granitoids with their metamorphosed mantle) alternating with metamorphosed assemblages of the basal Hercynian structural level (mainly micaschists) that occur along transpressional Alpine tectonic zones. Schist belts are distinct features in the southern zone. Most are made up of monotonous chloritic-muscovitic, or siliceous schists, respectively, with some carbonaceous matter. Genetically, they may be either progressive, or retrograde metamorphic rocks. A specific status has the assemblage of schists alternating with metacarbonates (so called Sinec rock assemblage).

Best preserved in the southern part of the region, especially in the Tuhár synform (but excepting the area NW of Tisovec), are the Late Paleozoic-Mesozoic cover rocks that were metamorphosed under greenschist facies conditions during the Alpine stages. The sedimentary cover of the crystalline assemblage is represented by Late Carboniferous metasandstones and shales (mainly Slatvina Formation), Permian metaarkoses and conglomerates (Rimava Formation) and Triassic rocks of the Federata Group (metaquartzites, schists, dolomites and crystalline limestones).

The Gemicum unit assemblages, represented in this region by the Ochtiná Formation, were thrust from south over the Veporicum crystalline and cover rocks. The Ochtiná Formation occurs mainly along the Lubeník line and also in tectonic outliers. This formation of Early Carboniferous age is represented mainly by phyllites and schists locally rich in carbonaceous matter, less by metacarbonates. Of the other nappe units preserved north of Tisovec there occurs the Silicicum unit outlier made up mainly of the Muráň nappe carbonates of Triassic age.

The post-nappe units are represented by Brezno basin sediments of Paleogene age, by Neogene volcanic rocks that are part of the Javorie and Poľana Mts. stratovolcanic complexes, or are exposed as relics on top of Veporicum rocks and, in the southern part of the region, by Poltár Formation sediments of Pliocene age. The Quaternary sediments belong to several genetic types, the most common being proluvial, deluvial, fluvial-deluvial and fluvial sediments.

The explanation of this geological map also includes brief evaluations of the geophysical and hydrogeological research results and assessments of mineral potential and environmental geofactors.

Translated by B. Molák



**VYSVETLIVKY KU GEOLOGICKEJ MAPE
SLOVENSKÉHO RUDOHORIA – ZÁPADNÁ ČASŤ**

Vydala Geologická služba Slovenskej republiky, Bratislava 1999

Vedúca redakcie: Gabriela Šipošová

Jazyková redaktorka: Ing. Janka Hrtusová

Technické spracovanie: Gabriela Šipošová

Príprava textov na počítači: Mária Cabadajová

Preklad do angličtiny: RNDr. Bohumil Molák, CSc.

Náklad 450 kusov. Tlač a knižárske spracovanie: Geologická služba SR,
RC Spišská Nová Ves.

ISBN 80-88974-08-9



ISBN 80-88974-08-9