

Mineralia slov.
17 (1985), 2, 97—119

Geologicko-petrografické pomery kryštalinika západnej časti Čiernej hory

MILAN FABIAN*, JAKUB KAMENICKÝ**

* Geologický prieskum, n. p., Geologická oblasť, 052 01 Spišská Nová Ves
** Súťažná 13, 821 08 Bratislava

(15 obr. a 2 tab. v texte)

Doručené 28. 3. 1984

Геологическо-петрографические условия кристаллика западной части Чёрной горы (Восточная Словакия)

Кристалликум западной части Чёрной горы сложен только из кристаллических сланцев, которые перед метаморфными процессами имели свойства флишевидной свиты с преимущественно глинистых и глинистопесчаных сланцев с пачками дроб и аксessorической примесью битуминозного пигмента. Сингенетическим членом осадочной свиты являются и неравномерно встречающиеся излияния толеитических базальтов, которые сопровождают примеси пирокластического материала. Имеет часто полиметаморфное развитие а также региональные изменения связанные с кадовским орогенезом а также часто замечаются действия варийской и альпийской диафторезы. Региональные изменения, которые происходили в условиях гранатических амфиболитов были осадки супракрустальной серии изменённые в парагнейсы и синклинатические мигматиты и основные вулканы приобрели свойства амфиболитов. Эти опять диафторитическими изменениями превратились в диафторитические гнейсы, филониты или диафторизированные амфиболиты. Литостратиграфически кристаллические сланцы Чёрной горы очень похожи бистрянской субсерии ярабской серии, которая относится прокембрию и вместе со своими палеозойско-мезозойскими упаковками является восточным продолжением северных поясов вепорика.

Geological and petrographical conditions of crystalline in the western part of the Čierna hora Mts. (Eastern Slovakia)

Crystalline units in the western part of the Čierna hora Mts. consist exclusively of crystalline schists and represent, in their pre-metamorphic state, a flyschoid sequence where argillaceous to argillaceous-arenaceous shales predominated over greywacke layers and accessory amounts of bituminous pigment. Syngenetic member of the sedimentary sequence is represented by sporadic effusions of tholeiitic basalt with frequent pyroclastics. The crystalline frequently is of polymetamorphic development where also Variscan and Alpine diaphtoritic processes are documented beside the regional prograde metamorphism induced by the Cadomian

orogeny. The regional metamorphism occurred under the conditions of the garnet amphibolite subfacies and altered the original sediments of the supracrustal sequence into paragneiss to synkinematic migmatite whereas basic volcanites progressed into amphibolite. Diaphtoritic alternations produced diaphtoritic mica-schists, phyllonite or diaphtoritized amphibolite. From the lithostratigraphical point of view, the crystalline schists of the Čierna hora Mts. are very similar to the Veporic Bystrá Subgroup in the Jarabá Group which is of Precambrian age and represent so the eastern continuation of the northern Veporic zones.

Západnou časťou Čiernej hory medzi Dolinským potokom a Bystrou dolinou sa zaoberala iba diplomová práca P. Kulicha (1968) a rigorózna práca L. Divinca (1978). Stručné údaje o geologickej stavbe tohto územia sú aj v práci F. Rösinga (1947), J. Ptáka (1956) a L. Kamenického (1956). Názory na tektonické postavenie Čiernej hory, Sľubice a Braniska nie sú jednotné. V. Uhlig (1903) zaradil Branisko a Čiernu horu do jadrových horstiev a pokladá ich za východné pokračovanie vysokotatranského pásma. K tomuto náhľadu sa priklonil aj A. Matějka — D. Andrusov (1931) a D. Andrusov (1938, 1943), ale F. Rabowski (1926) považuje Branisko, Sľubicu a Čiernu horu za pokračovanie Ďumbierskeho pásma a F. Rösing (1947) zaradil Branisko do vysokotatranského a Sľubicu s Čiernou horou do Ďumbierskeho pásma. A napokon M. Máška — V. Zoubek (1960) začlenili Čiernu horu do kohútskeho a J. Kamenický (1967) do krakovského pásma.

V úsilí riešiť nastolenú otázku sme vykonali petrograficko-geologický výskum západnej časti Čiernej hory a litologickú koreláciu tunajšieho kryštalinika s kryštalinikom susedných segmentov Západných Karpát. Výsledky nášho bádania zhrňa táto štúdia.

Geologické pomery

Západná časť Čiernej hory je geologicky spájacím článkom medzi masívom Sľubi-

ce, centrálnou a východnou časťou Čiernej hory. Má svojráznu geologickú stavbu, čiastočne odlišnú nielen od masívu Sľubice, ale aj od centrálnej a východnej časti Čiernej hory. Týka sa to nie iba vývoja kryštalinika, ale aj zastúpenia mladších útvarov.

Ako vyplynulo z geologického mapovania (obr. 4), na stavbe sledovanej oblasti sa najvýraznejšie zúčastňuje veporikum, ale v menšej miere aj gemerikum a sedimenty centrálnokarpatského paleogénu.

Centrálnokarpatský paleogén vyplňa Kluknavskú kotlinu a leží transgresívne na obalovom mezozoiku ružínskej série, miestami na súvrství gemerického permu alebo karbónu. Má konglomerátovo-pieskovcový vývoj a patrí do stredného až vrchného eocénu.

Gemerikum do študovaného územia zasahuje len severným okrajom a zastupuje ho iba súvrstvie vrchného karbónu a vrchného permu. Perm má terigénny vývoj a tvorí ho pestrofarebné súvrstvie bridlic s polohami drôb, konglomerátov a s výlevmi ryolitov hojne sprevádzaných pyroklastikom. Na rozdiel od neho má karbón plytkomorský vývoj a je zo sivej až tmavosivej drobovej kridlice a drôb s polohami konglomerátov.

Veporikum buduje centrálnu a severnú časť mapovaného územia a zastupuje ho kryštalinikum, obalový perm a mezozoikum.

Mezozoikum vystupujúce v tomto území

patri do dvoch sérií, hrabkovskej a ružínskej (Maheľ — Buday et al., 1968). Hrabkovská séria má stratigrafické rozpätie spodný trias — neokóm a je súčasťou hrabkovskej synklinály (Rösing, 1947). Patrí pravdepodobne do krížňanského mezozoika, ktoré je tu v subautochtónnej pozícii. Ružínska séria má autochtónnu až subautochtónnu pozíciu, patrí do obalu veporickeho kryštalinika, v mapovanom území má len rudimentárny vývoj a zastupuje ju súvrstvie spodnotriasového kremenca so zvyškami strednotriasového dolomitú.

Obalový perm vystupuje v západnej časti Čiernej hory len pri jej severnom okraji. Má kontinentálny vývoj a vytvára dva samostatné pruhy, ktoré oddeľuje pruh mezozoika. Južný pruh má arkózovitý vývoj a leží autochtónne až subautochtónne na kryštaliniku, a preto patrí do jeho obalu. Severný pruh permu mal sčasti odlišný vývoj a okrem arkóz a arkózovitých bridlíc má vo vrchnej časti aj polohy pestrofarebnej bridlice. Jeho vzťah k južnému pruhu je doteraz neistý.

Kryštalinikum v skúmanej oblasti nad ostatnými útvarmi absolútne prevláda a tvoria ho len kryštalické bridlice. Typické ortoruly kryštalinika Slubice ani intruzívne granodiority, hojne rozšírené v centrálnej a východnej časti Čiernej hory, v západnej časti Čiernej hory nie sú zastúpené.

Metamorfity sú najčastejšie polymetamorfne a okrem regionálnej premeny, pokračujúcej miestami až po ultrametamorfózu, ich často postihovala aj diaforéza. Z petrografickej povahy a chemického zloženia vychodí, že v predmetamorfnom vývoji ich prevažne tvorili ílovité a ílovito-piesčité bridlice striedajúce sa s polohami drôb s akcesorickým podielom bituminóznych členov, najčastejšie charakteristických iba prítomnosťou uhoľnatého pigmentu. Sedimentáciu flyšoidného súvrstvia sprevádzali aj sporadické výlevy tho-

leitiických bazaltov s hojným pyroklastikom.

Flyšoidný vývoj sedimentov, prejavy bázičského vulkanizmu, ale aj obsah niektorých stopových prvkov v biotitických pararulách, najmä B (106 ppm), Sr (120 ppm), V (98 ppm), Y (40 ppm), Zr (303 ppm) a Ga (30 ppm), poukazujú na hlbokomorský vývoj suprakrustálnej série.

V minulosti sa kryštalické bridlice Čiernej hory pokladali za súčasť jarabskej série, tá sa z rozličných príčin zaraďovala do prekambria a jej regionálna premena sa spájala s dalsandským orogénom. Podľa novších predstáv (L. Kamenický — J. Kamenický, 1983) jarabská séria zodpovedá jarabskej skupine a metamorfity západnej časti Čiernej hory bystrianskej podskupiny, ktorá metamorfovala za kadómskeho orogénu. Okrem dôvodov uvedených v citovaných prácach v prospech prekambričského veku sledovaných metamorfítov svedčí aj transgresia spodnotriasového kremenca ružínskej série na diaforitické svory Čiernej hory. Z toho vyplýva, že hlavná fáza diaforézy je tu variského veku, ale mohla ešte zosilnieť za alpínskeho vrásnenia. Z toho zároveň vychodí, že regionálna premena musela byť staršia, asi kadómska.

Regionálna premena, ktorá nastala v podmienkach granatických amfibolitov a miestami viedla až k ultrametamorfóze, sedimenty bystrianskej podskupiny metamorfovala na pararuly alebo synkinematické migmatity, a tak vulkanické členy nadobudli povahu amfibolitov.

Z litostratigrafickej korelácie kryštalinika Čiernej hory a masívu Slubice s kryštalinikom najbližších segmentov Západných Karpát možno konštatovať, že každý z týchto segmentov má svojrázny vývoj. Medzi typické členy kryštalinika masívu Slubice patria ortoruly, synkinematické migmatity a ich diafority, ktoré sú svojím predmetamorfickým vývojom aj po-

vahou metamorfózy nápadne príbuzné metamorfítom juhozápadnej časti Ľubietovského pásma, ale v porovnaní s Ľubietovským pásmom majú iba rudimentárny vývoj amfibolitov. Naproti tomu metamorfity západnej časti Čiernej hory, s absolútnou prevahou synkinematických migmatitov a diafioritov, sú príbuzné s metamorfítmi juhovýchodnej časti Ľubietovského pásma a odlišujú sa od nich iba podradným zastúpením amfibolitov. Napokon metamorfity centrálnej a východnej časti Čiernej hory, so silnou prevahou diafioritov a len so sporadickým výskytom pararúl a amfibolitov, veľmi pripomínajú metamorfity krakovského pásma. Z litologickej príbuznosti kryštalinika, ale aj z príbuzného litologického vývoja obalového permu a mezozoika v Ľubietovskom a mezozoika aj v krakovskom pásme na jednej a Sľubice a Čiernej hory na druhej strane robíme záver, že Ľubietovské pásmo, vyklíňujúce v doline Hrona pri Podbrezovej, a krakovské pásmo, vyklíňujúce na severných svahoch Kráľovej hole, sa v Sľubici a Čiernej hore opätovne vynárajú.

Petrografia metamorfítov

Metamorfity západnej časti Čiernej hory mali pomerne pestrý petrografický vývoj. Vyvolalo ho viac činiteľov — rozdielne predmetamorfne látkové zloženie a nerovnaký stupeň ich regionálnej premeny a diafiorézy. Podľa pôvodu a povahy premeny v sledovanej oblasti vyčleňujeme tieto hlavné typy metamorfítov: pararuly, synkinematické migmatity, amfibolity a ich diafiority.

Pararuly najčastejšie vystupujú iba vo forme paleosómu v stromatitických a oftalmitických migmatitoch, ale tvoria aj samostatné polohy mocné maximálne 40 m. Sú dobre odkryté napr. v skalných bralách Prostrednej a Hľbokej doliny, na východ-

nom svahu Bystrej doliny a i. Vznikli regionálnou premenou prevažne ílovito-piesčitých, v menšej miere aj ílovitých bridlíc a drôb. Sú sivé až tmavosivé, majú prevažne drobný a rovnomerne zrnitý vývoj a vyznačujú sa bridličnatou textúrou s rovnými a navzájom paralelnými plochami bridličnatosti.

Minerálne zloženie pararúl je: plagioklas $\leq$ kremeň, s vedľajším, miestami až podstatným zastúpením muskovitu a/alebo biotitu. Akcesóriou je apatit, zirkón, magnetit $\pm$ granát. Majú orientovane lepidogranoblastickú štruktúru.

Podľa zastúpenia vedľajších minerálov sme vyčlenili tri variety pararúl: muskoviticko-biotitické, dvojsľudné a biotitické. Navzájom sú spojené pozvoľnými prechodmi. V muskoviticko-biotitických pararulách biotit všeobecne prevláda nad muskovitom, v dvojsľudných je ich pomer približne 1 : 1 a v biotitických pararulách je zastúpený len alebo takmer len biotit.

Minerály pararúl sú regionálne metamorfného pôvodu, preto sú tvarovo usporiadané a dominujúcou plochou ležia v plochách metamorfnej bridličnatosti. Kremeň je lentikulárne zrnitý a plagioklas xenomorfne tabuľkovitý podľa M (010). Biotit a muskovit majú šupinkovitý vývoj a miestami sú paralelne popraserastané, čo dokazuje ich súčasnú blastézu. Biotit je červenohnedý a silne pleochroický ($X =$ svetlohnedý, $Z =$ červenohnedý), 2-osový neg., $2V_x = 15^\circ$ a podľa $n_z = 1,651$, ktorý sme stanovili refraktometricky, patrí meroxénu so 45 mol. % siderofylitu (Dudek — Fediuk — Palivcová, 1962). Muskovit podľa $n_z = 1,594$, ktorý sme tiež určili refraktometricky, patrí normálnemu muskovitu a má nepatrný podiel Fe (Tröger, 1952).

Muskoviticko-biotitické, dvojsľudné, a najmä biotitické pararuly často obsahujú svetlé očka kremeňa, plagioklasu a ortoklasu (priemerne veľké 2—5 mm) a s ich

pribúdaním prechádzajú do feldšpatitizovaných pararúl. Feldšpatitizované pararuly sú z dvoch generácií minerálov; regionálne metamorfného kremeňa I, plagioklasu I, muskovitu a/alebo biotitu a z ultramamorfného kremeňa II, plagioklasu II a ortoklasu. Regionálne metamorfné minerály majú drobnozrnný a ultramamorfné minerály porfyroblastický vývoj. Je zaujímavé, že plagioklas I a plagioklas II majú rovnakú bazicitu a patria do skupiny intermediárneho oligoklasu.

Synkinematické migmatity mohli pri nedostatku intruzívnych granitoidov v západnej časti Čiernej hory vzniknúť ultramamorfozou pararulového komplexu alebo pod vplyvom hlbšie ležiacej granitickej intrúzie, ktorá ešte nebola odkrytá denudáciou. Prvú interpretáciu pre ich regionálne rozšírenie pokladáme za pravdepodobnejšiu. *Synkinematické migmatity* patria do troch základných textúrnych typov — do stromatitických, oftalmitických a nebulitických migmatitov.

Stromatitické migmatity sú v skúmanom území najrozšírenejšie a budujú takmer celú severnú časť kryštalinika západnej časti Čiernej hory. Majú páskovanú textúru a vyznačujú sa striedaním paleosómu a neosómu v milimetrovej a centimetrovej mocnosti, pričom je častejšia silná prevaha paleosómu nad neosómom, resp. sú v pomere 1 : 1.

Paleosóm má také zloženie ako pararuly a je iba z regionálne metamorfných minerálov. Má sivú až tmavosivú farbu, drobný a rovnomerne zrnitý vývoj a výrazne bridličnatú textúru (priemerná veľkosť zrna je 0,3—1 mm).

Minerálne zloženie paleosómu je: plagioklas I $\geq$ kremeň I, s vedľajším až podstatným zastúpením biotitu $\pm$ muskovitu. Štruktúra je orientovane lepidogranoblastická.

Neosóm má svetlosivú až sivú farbu, masívnu textúru a tvoria ho ultrameta-



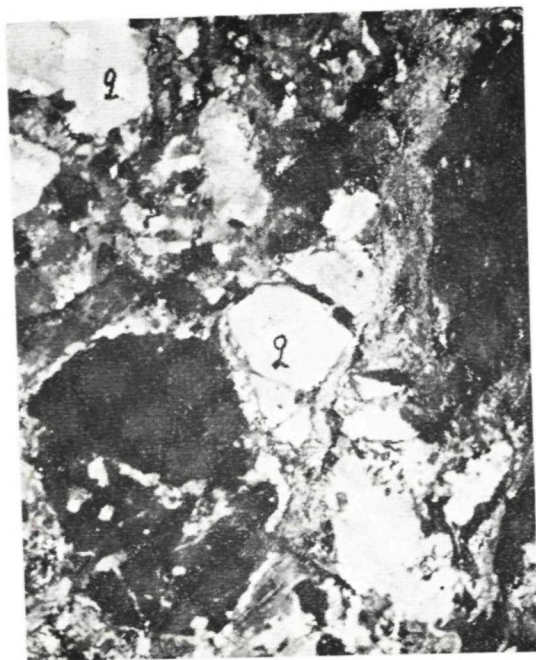
Obr. 1. Dislokačne metamorfovaná biotitická pararula; kremeň (q), plagioklas (pl) a biotit (bi). Lepidogranoblasticko-mylonitická štruktúra. Prostredná dolina. Zväčš. 28 $\times$, nik. X

Fig. 1. Dislocation metamorphism of biotite paragneiss: quartz (q), plagioclase (pl) and biotite (bi), lepidogranoblastic-mylonitic texture. Prostredná dolina valley, magn. $\times 28$, crossed nicols, photo by L. Oswald

morfné minerály veľké priemerne 0,6—1,3 mm. Jeho minerálne zloženie je: kremeň II $\geq$ plagioklas $>$ ortoklas, $\pm$ mikrokín. Má granoblastickú štruktúru.

Oftalmitické migmatity v porovnaní so stromatitickými migmatitmi predstavujú relatívne intenzívnejšie štádium migmatizácie. Prejavuje sa to nielen zvýšeným obsahom neosómu, ale aj jeho hrubozrnným vývojom.

Paleosóm v oftalmitických migmatitoch je rovnakej petrografickej povahy ako v pararulách a v stromatitických migmatitoch a takisto ho tvoria iba regionálne



Obr. 2. Dislokačne metamorfovaný oftalmický migmatit; porfyroblasty ultrametamorfného kremeňa (q), plagioklasu (pl) a ortoklasu (or) v drobnozrnnej lepidogranoblastickej mezostáze. Oftalmicko-lepidogranoblastická štruktúra. Záver Hlbokéj doliny. Zväčš. 28×, nik. X
Fig. 2. Dislocation metamorphism of ophiolitic migmatite: porphyroblasts of ultrametamorphic quartz (q), plagioclase (pl) and orthoclase (or) in fine-grained lepidogranoblastic mesostase. Ophiolitic-lepidogranoblastic texture. Headwater of the Hlboká dolina valley, magn. ×28, crossed nicols, photo by L. Oswald

metamorfné minerály, ale neosóm má makroskopický tvar svetlých očiek (0,5–5 cm) vystupujúcich v drobnozrnnej pararulovej hmote.

Minerálne zloženie neosómu je: kremeň II $\leq$ plagioklas II $>$ ortoklas $\pm$ mikroklin (obr. 2). Pri vzniku oftalmických migmatitov sa čiastočne uplatnila aj rekryštalizácia regionálne metamorfného biotitu, ktorý v nich tvorí drobné porfyroblasty (priemerne veľké 2 mm) alebo šupinkovité kumuloblasty (veľké do

6,5 mm) obtekajúce porfyroblasty kremeňa a živcov.

Nebulitické migmatity tvoria iba drobné polohy v oftalmických migmatitoch a sú produktmi extrémneho štádia migmatitizácie. Vyznačujú sa absolútnou prevahou neosómu (70–90 obj. %) nad paleosómom, ktorý je v nich zastúpený len vo forme tmavších, na biotit bohatších škvŕn. Biotit paleosómu má najčastejšie všesmernú orientáciu a iba miestami prejavuje tendenciu po tvarovom usporiadaní. Nebulitické migmatity majú relatívne väčšie zrná (priemerne 0,6–1,5 mm), ale aj relatívne väčší obsah ortoklasu.

Minerálne zloženie neosómu je: kremeň II $\leq$ plagioklas II $>$ ortoklas $\pm$ mikroklin. Zvyšky regionálne metamorfných minerálov najčastejšie zastupuje kremeň I, plagioklas I a biotit. Štruktúra je granoblastická.

Anatektické leukokratné granity sú rozšírené len podradne a zistili sa napr. v závere Vyšnej doliny, kde tvoria drobné polohy v oftalmických a nebulitických migmatitoch. Sú to svetlosivé, drobné a rovnomerne zrnité masívne horniny homogénneho vývoja vzniknuté kryštalizáciou anatektickej magmy granitického zloženia.

Minerálne zloženie je: kremeň $\leq$ plagioklas $>$ ortoklas s akcesorickým až vedľajším zastúpením muskovitu a biotitu. Akcesóriou je apatit a zirkón. Štruktúra je panidiomorfne zrnitá.

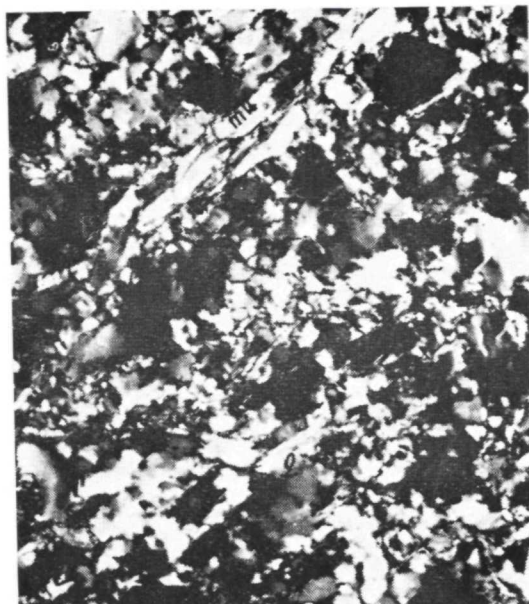
Fyziografiu regionálne metamorfných minerálov sme opisali v kapitole o petrografii pararúl, a preto tu charakterizujeme len atribúty ultrametamorfných minerálov. Kremeň II má najčastejšie izometrický alebo šošovkovitý habitus, je relatívne väčší ako kremeň I (priemerná veľkosť 0,6–2 mm) a v oftalmických migmatitoch dosahuje 3–6 mm. Aj plagioklas II patrí intermediárnemu oligoklasu, tiež je najčastejšie albiticky lamelovaný, ale je relatívne väčší a pri oftalmických

migmatitoch dosahuje veľkosť 0,5—0,8 mm, maximálne až 5 cm. Ortoklas má kryptopertitický vývoj a rovnaký habitus ako plagioklas II. Mikroklin vystupuje len lokálne, má dymovú farbu a spolu s kremeňom III je produktom záverečného štádia migmatitizácie. S kremeňom II tvorí výplň žiliek, ktoré často prenikajú aj bridličnatosťou migmatitov.

Diafctority pararúl a synkinematických migmatitov. Ako sme už uviedli, diafctoréza bola v sledovanom území rozšírená takmer regionálne a postihla všetky litologické typy kryštalinika, a preto pararuly a migmatity okrem prevládajúcich regionálnych, príp. ultrametamorfných minerálov bežne obsahujú aj produkty diafctorézy, najmä sericit a chlorit. S postupným pribúdaním diafctoritických minerálov prechádzajú diafctoritizované pararuly a migmatity do typických diafctoritov, ktoré sú len alebo takmer len z diafctoritických minerálov.

V území vystupujú dva hlavné typy diafctoritov: diafctoritické svory a fylonity.

Diafctoritické svory sú najrozšírenejším typom diafctoritov v západnej časti Čiernej hory a budujú takmer celú južnú časť skúmaného kryštalinika. Skladajú sa len alebo takmer len z diafctoritických minerálov, kremeňa, sericitu/muskovitu a chloritu $\pm$ albitu. Vyznačujú sa výrazne bridličnatou textúrou s nerovnými, hrbolčekovitými a silne sprehybanými plochami bridličnatosti. Tie sú posiate hojným sericitom/muskovitom, a preto majú striebřitý lesk. Sú najčastejšie drobnošupinkovito-zrnitého a homeoblastického vývoja, ale lokálne ešte obsahujú zvyšky pôvodných minerálov, prevažne vo forme porfyroklastov kremeňa alebo živcov, inokedy drobné porfyroblasty diafctoritického albitu. Podľa minerálneho zloženia vyčleňujeme tri variety diafctoritických svorov: muskoviticko-kremenité, chloriticko-muskovitické a chloriticko-muskovitické svory



Obr. 3. Diafctoritický muskoviticko-kremenitý svor; undulóznv kremeň (q) a muskovit (mu). Lepidogranoblasticko-diafctoritická štruktúra. Predná dolina. Zväčš. 44 $\times$, nik. X

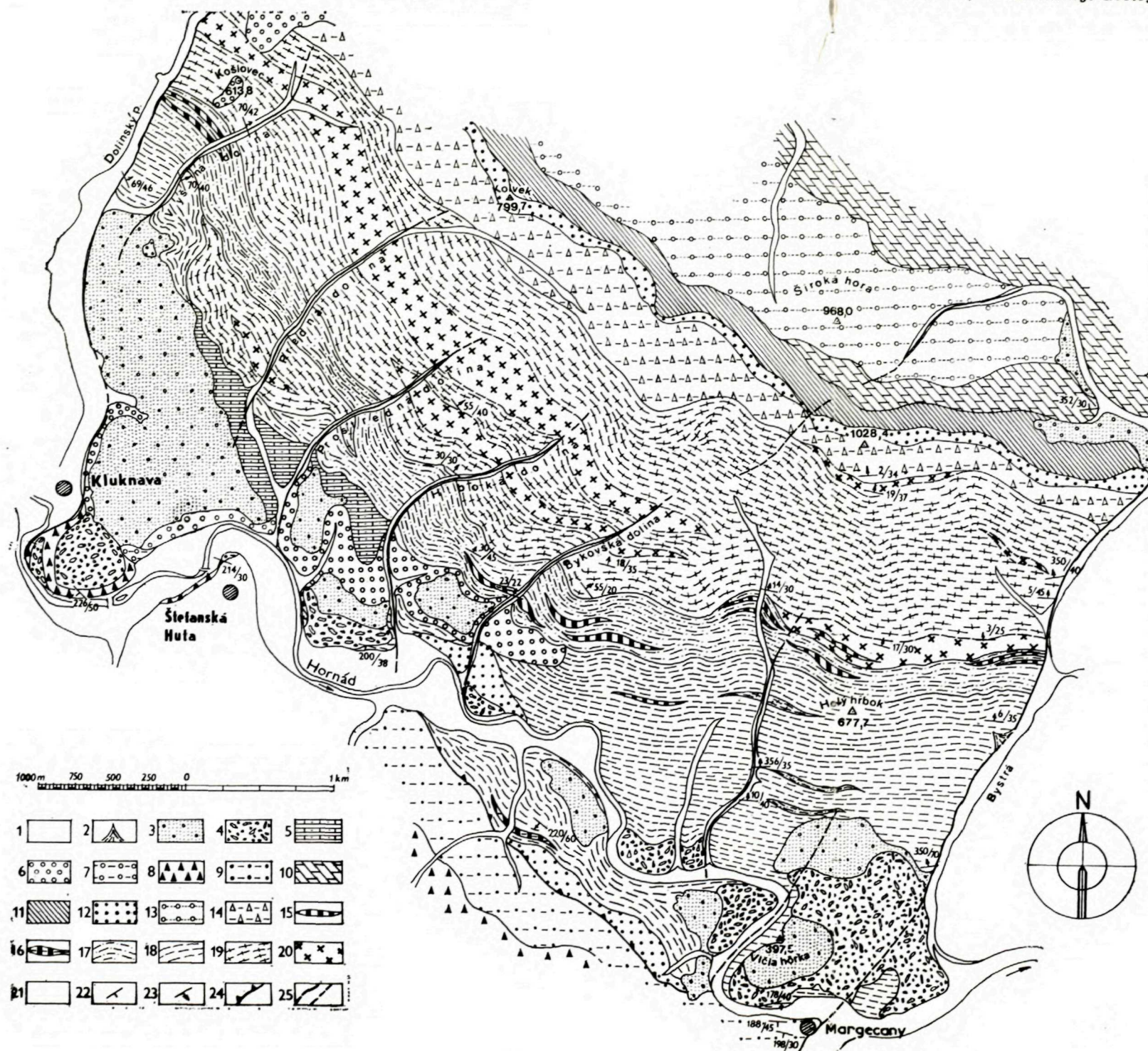
Fig. 3. Diaphctoritic muscovite-quartz mica-schist: undulous quartz (q) and muscovite (mu), lepidogranoblastic-diaphctoritic texture. Predná dolina valley, magn. $\times 44$, crossed nicols, photo by L. Oswald

s porfyroblastmi albitu.

Muskoviticko-kremenité svory mohli vzniknúť len diafctorézou na kremeň bohatých pararúl, ktoré, ako sme už uviedli, vznikli regionálnou premenou piesčitých bridlíc len so slabou ílovitou prímiesou.

Minerálne zloženie je: kremeň > > sericit-muskovit, miestami s akcesorickým až vedľajším podielom porfyroklastov plagioklasu, ortoklasu a kremeňa. Akcesóriou je: apatit, zirkón a limonit. Kremeň v nich tvorí až 80—90 obj. % (obr. 3). Štruktúra je lepidogranoblastická.

Chloriticko-muskovitické svory vznikli diafctorézou pararúl a migmatitov a sú s nimi spojené pozvoľnými prechodmi.



Obr. 4. Geologická mapa západnej časti Čiernej hory (Fabian, 1977). Kvartér: 1 — aluviálne náplavy, 2 — dejekčný kužeľ, 3 — hlina a sutina, 4 — riečne terasy — pleistocén; centrálno-karpatský paleogén: 5 — ílovec a pieskovec, 6 — konglomerát a pieskovec s vložkami ílovca (5—6 — stredný až vrchný eocén); gemerikum: 7 — pestrá bridlica, 8 — ílovec a konglomerát, 9 — ílovce a tmavá bridlica, droba a konglomerát (vrchný karbón); veporikum — obalové mezozoikum: 10 — ísvý a svetlý dolomit (anis — ladin), 11 — pestrá bridlica (kampil), 12 — svetlý kremenec s polohami arkózovitého pieskovca (seis); obalový perm: 13 — pestrofarebná bridlica, droba a konglomerát s vložkami arkóz, 14 — svetlé arkózy s polohami pestrofarebnej bridlice (vrchný perm); kryštalinikum: 15 — amfibolit, 16 — diaforitizovaný amfibolit, 17 — chloriticko-muskovitický svor, 18 — muskoviticko-kremenitý svor, 19 — stromatitický migmatit, 20 — oftalmický migmatit (15—20 — prekambrium, 21 — mylonitizované pásma, 22 — smer a úklon vrstiev, 23 — smer a úklon metamorfnej bridličnatosti, 24 — násunová línia, 25 — zistený a predpokladaný zlom

Fig. 4. Geological map of the Čierna hora Mts. western part. Quarternary: 1 — alluvial sediment, 2 — dejection cone, 3 — loam and debris, 4 — river terrace, Pleistocene, Central Carpathian Paleogene: 5 — claystone and sandstone, 6 — conglomerate and sandstone with claystone intercalations (5—6 — Middle to Upper Eocene), Gemeric unit: 7 — variegated shale, greywacke, conglomerate, 8 — rhyolite tuff and tuffite (7—8 — Upper Permian), 9 — grey and dark slate, greywacke, conglomerate (Upper Carboniferous), Veporic unit, Mesozoic cover sequence: 10 — gray and light dolomite (Anisian to Ladinian), 11 — variegated shale (Campilian), 12 — light quartzite with lithic arenite layers (Seissian), Permian cover sequence: 13 — variegated slate, greywacke and conglomerate with arcose layers, 14 — light arcose with variegated slate intercalations (Upper Permian), Crystalline: 15 — amphibolite, 16 — diaphoritized amphibolite, 17 — chlorite-muscovite mica-schist, 18 — muscovite-quartz mica-schist, 19 — stromatitic migmatite, 20 — ophtalmitic migmatite (15—20 — Precambrian), 21 — mylonitized zone, 22 — strike and dip of strata, 23 — strike and dip of metamorphic foliation, 24 — thrust line, 25 — fault proved and presumed



Obr. 5. Diaftoritický chloriticko-muskovitický svor; zvyšky regionálneho a ultrametamorfného kremeňa (q) a plagioklasu (pl) v diaftoritickej mezostáze z drobnozrnného kremeňa, chloritu (chl) a muskovitu (mu). Lepidogranoblasticko-diaftoritická štruktúra. Predná dolina. Zväčš. 28×, nik. X

Fig. 5. Diaphthoritic chlorite-muscovite mica-schist: remnants of regional metamorphic and ultrametamorphic quartz (q) and plagioclase (pl) in diaphthoritic mesostase composed of fine-grained quartz, chlorite (chl) and muscovite (mu), lepidogranoblastic-diaphthoritic texture. Predná dolina valley, magn. $\times 28$, crossed nicols, photo by L. Oswald

Minerálne zloženie je: kremeň > muskovit /sericit $\geq$ chlorit. Akcesórie sú: apatit, zirkón a limonit. Okrem diaftoritických minerálov chloriticko-muskovitické svory lokálne obsahujú aj zvyšky pôvodných regionálnych alebo ultrametamorfnych minerálov. Sú zastúpené v akcesorickom až vedľajšom množstve a majú najčastejšie porfyrroklastický vývoj. Patrí medzi ne kremeň, plagioklas, ortoklas $\pm$ biotit (obr. 5). Štruktúra je granolepidoblasticko-diaftoritická až porfyrroklasticko-granolepidoblastická.

Petrografickou osobitosťou chloriticko-muskovitických svorov sú horniny zložené takmer iba z muskovitu (až 90 obj. %) obsahujúce len vedľajší podiel chloritu. Kremeň v nich chýba, resp. je v nich len v akcesorickom množstve. Mohli vzniknúť z pôvodných ílovitých bridlic chudobných na SiO_2 , takže sa celé množstvo SiO_2 spotrebovalo na tvorbu silikátových minerálov.

Chloriticko-muskovitické svory s porfyrblastmi albitu sú produktmi extrémneho štádia diaftorézy, pri ktorom nastala dokonalá rekryštalizácia pôvodných minerálov a vznikli porfyrblasty albitu.



Obr. 6. Diaftoritický chloriticko-muskovitický svor s porfyrblastmi albitu (ab) s chloritom (chl), muskovitom (mu) a kremeňom (q). Porfyrblasticko-granolepidoblastická štruktúra. 1 km na JV od kóty Holého hrbka (677,7). Zväčš. 28×, nik. X

Fig. 6. Diaphthoritic chlorite-muscovite mica-schist with albite (ab) porphyroblast and with chlorite (chl), muscovite (mu) and quartz (q), porphyroblastic-granolepidoblastic texture. 1 km SE from the Holý Hrbok elevation point (677,7), magn. $\times 28$, crossed nicols

Minerálne zloženie je: kremeň $\geq$ muskovit/sericit $\geq$ chlorit $>$ albit. Akcesórie sú: apatit, zirkón a limonit. Štruktúra je porfyroblasticko-lepidogranoblastická.

Fylonity sú medzi skúmanými diaforitmi Čiernej hory rozšírené iba nepatrne, lebo diaforéza tu prebehla prevažne za relatívne vyššej teploty v podmienkach diaforitických svorov, v ktorých fylonity vystupujú iba lokálne vo forme tenkých polôh. Pritom nie je vylúčené, že diaforitické svory sú variského a fylonity alpinskeho veku.

Minerálne zloženie je: kremeň $\geq$ sericit $\geq$ chlorit. Akcesórie sú: limonit $\pm$ metaantracit $\pm$ turmalín — skoryl. Štruktúra je mikrolepidogranoblasticko-fylonitická až porfyroklasticko-lepidogranoblastická (obr. 7).

Podľa obsahu hlavných a vedľajších minerálov ich možno nazvať sericiticko-kremenitými, sericitickými a chloriticko-sericitickými fylonitmi.

Minerály diaforitov mali pomerne svojrázny fyziografický vývoj. Zvyšky pôvodných minerálov, a to kremeňa a živcov, sú z nich zriedkavé, a pokiaľ sú zastúpené, majú povahu porfyroklastov alebo porfyroklastického zrnitého agregátu. Diaforitický kremeň je pri fylonitoch jemnozrnný a lentikulárne zrnitý, pri svoroch drobnozrnný a rovnako lentikulárne zrnitý.

Amfibolity sú iba podradným členom opisovaného kryštalinika a tvoria niekoľko drobných šošovkovitých telies (maximálne v dĺžke 700 m) vystupujúcich v pásme synkinematických migmatitov a ich diaforitov. Aj ony sú často polymetamorfného vývoja a okrem regionálnej premeny ich miestami postihla synkinematická migmatitizácia a veľmi často aj diaforéza.

Regionálne metamorfované amfibolity vznikli regionálnou premenou bazaltov, ich tufu a tufitu. Sú sivozelenej až tmavo-



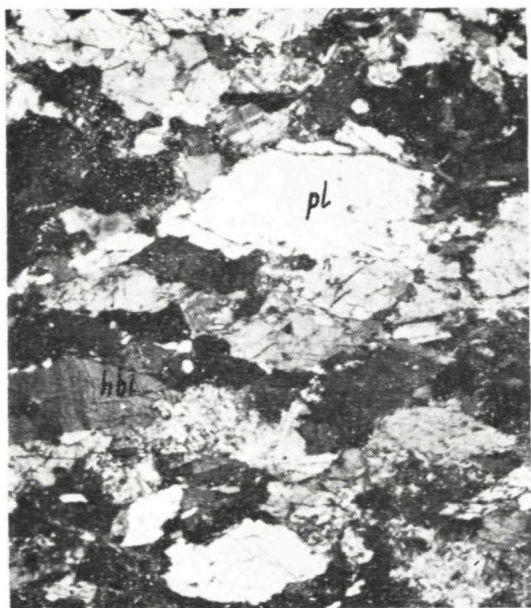
Obr. 7. Chloriticko-sericitický fylonit; zvyšky ultrametamorfného kremeňa (q) a plagioklasu (pl) vystupujúce vo forme porfyroklastov v jemnošupinkovito-zrnitej fylonitickej hmote. Porfyroklasticko-fylonitická štruktúra. 1,3 km na SZ od vrcholovej kóty Holý hrbok (677,7)

Fig. 7. Chlorite-sericite phyllonite: remnants of ultrametamorphic quartz (q) and plagioclase (pl) creating porphyroclasts in finely flaky to grained phyllonite texture, porphyroclastic-phyllonitic texture. 1.3 km NW from the summit of the Holý Hrbok elevation point (677,7)

zelenej farby a majú jemnozrnný až strednozrnný vývoj a bridličnatú textúru.

Ich minerálne zloženie je: amfibol $\geq$ plagioklas $\pm$ kremeň $\pm$ granát. Akcesóriami sú: apatit, titanit a titanomagnetit (obr. 8 a 9). Štruktúra je orientovane alebo páskovane nematoblastická.

Migmatitizované amfibolity vystupujú iba ako tenké polohy v regionálne metamorfovaných amfibolitoch. Najčastejšie majú povahu stromatitických amfibolitických mig-



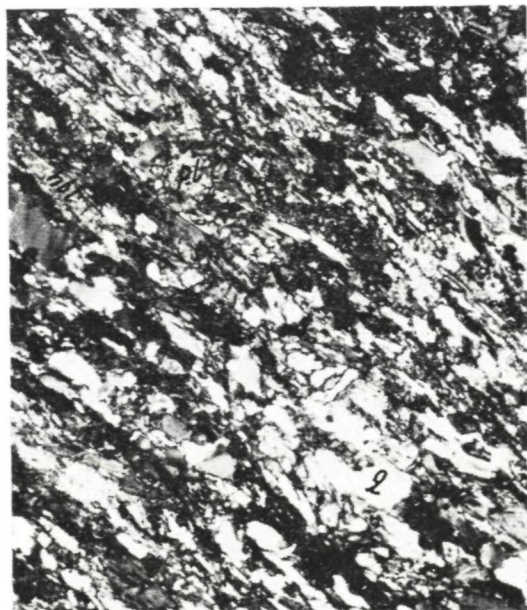
Obr. 8. Regionálne metamorfny amfibolit; amfibol (hbl) a slabo saussuritizovaný plagioklas (pl). Orientovane granonematoblastická štruktúra. 400 m na S od kóty Holý hrbok (677,7). Zväčš. 28 $\times$, nik. X

Fig. 8. Regional metamorphic amphibolite: hornblende (hbl) and weakly saussuritized plagioclase (pl), preferredy oriented granonematoblastic texture. 400 m S from the Holý Hrbok elevation point (677,7), magn. $\times 28$, crossed nicols

matitov. Vyznačujú sa striedaním paleosómu a neosómu vo forme samostatných polôh maximálnej mocnosti 10 cm prebiehajúcich rovnobežne s bridličnatosťou. Paleosóm má petrografickú povahu regionálne metamorfovaných amfibolitov a výrazne prevláda nad neosómom. Neosóm je svetlosivej až sivej farby a je hlavne z kremeňa a plagioklasu. Jeho zdrojom mohol byť iba pararulový komplex, pretože pri parciálnej anatexii pararúl nemohla nastať aj anatexia amfibolitov (J. Kamenický, 1978). Ale nie je vylúčené, že neosóm vznikol čiastočne aj anatexiou klastickej zložky pôvodného tufitu.

Diafctority amfibolitov sú najčastejšie na okrajoch amfibolitických telies vystupujúcich v pásme diafctoritických svorov.

V počiatocnom štádiu sa diafctoréza amfibolitov prejavila uralitizáciou amfibolu, saussuritizáciou regionálne metamorfného plagioklasu a sericitizáciou ultrametamorfného plagioklasu. Takto diafctoritizované horniny majú ešte petrografickú povahu regionálne metamorfovaných alebo migmatitizovaných amfibolitov a odlišujú sa od nich iba prítomnosťou vedľajšieho množstva diafctoritických minerálov, najmä chloritu, klinkzoisitu, epidotu, albitu $\pm$ kalcitu.



Obr. 9. Regionálne metamorfovaný amfibolit s kremeňom; amfibol (hbl), plagioklas (pl) a kremeň (q). Orientovane nematogranoblastická štruktúra. 1 km na SV od kóty Holý hrbok (677,7). Zväčš. 44 $\times$, nik. X

Fig. 9. Regional metamorphic amphibolite with quartz: hornblende (hbl), plagioclase (pl) and quartz (q), preferredy oriented nematogranoblastic texture. 1 km NE from the Holý Hrbok elevation point (677,7), magn. $\times 44$, crossed nicols

V extrémnom štádiu diaforézy amfibolitov vznikli horniny, pozostávajúce len alebo takmer len z diaforitických minerálov s takýmto zložením: chlorit > klinozoisit > epidot $\pm$ albit $\pm$ kremeň. Akcesóriami sú: apatit $\pm$ pyrit $\pm$ kalcit ap. Štruktúra je lepidogranoblasticko-fylonitická až porfyroblasticko-lepidogranoblastická.

Podľa zastúpenia hlavných a vedľajších minerálov ich možno označiť ako klinozoisiticko-chloritické, albiticko-klinozoisiticko-chloritické, epidoticko-klinozoisiticko-chloritické fylonity ap.

Horninotvorné minerály amfibolitov sú trojakej genézy: regionálne metamorfne, ultramamorfne a diaforitické.

Regionálne metamorfne minerály sa vyznačujú homeoblastickým vývojom a tvarovým usporiadaním. Reprezentuje ich hlavne amfibol, plagioklas I a niekedy aj kremeň I, z akcesórií granát, apatit a titanit. Amfibol má stĺpcovitý habitus s trieskovitým terminálnym ukončením. Je hnedozelený, silne pleochroický, ($X =$ bledozelený až bledozelený, $Z =$ hnedozelený) a podľa zhasania $c/Z = 18^\circ$ a $2V_X = 18^\circ$ a $n_Z = 1,655-1,665$ (stanovené imerznou metódou) patrí obyčajnému amfibolu s 22 % Mg a 78 % Fe^{2+} (Tröger, l. c.). Už počiatočnou diaforézou nadobudol povahu uralitického amfibolu. Plagioklas I má xenomorfne tabuľkový habitus, je často zrastený podľa albitového zákona a podľa indexu lomu určeného na amorfnom skle ($n = 1,524-1,532$) zodpovedá andezínu An_{46} až labradoru An_{54} . Pri diaforéze sa mení na saussurit. Kremeň I a granát vznikli regionálnou premenou klastickej zložky bazaltového tufitu.

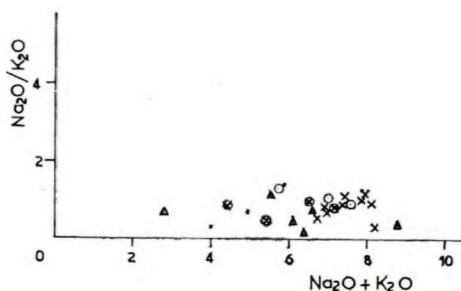
Ultramamorfne minerály vystupujú v neosóme migmatizovaných amfibolitov. Patrí medzi ne hlavne kremeň II a plagioklas II. V porovnaní s regionálne metamorfným kremeňom a plagioklasom majú relatívne väčšie zrno a často tvoria aj por-

fyroblasty veľké až 1 cm. Okrem toho je plagioklas II relatívne kyslejší, má rovnakú bazicitu ako plagioklas pararúl a zodpovedá intermediárnemu oligoklasu.

Diaforitické minerály amfibolitických diaforitov zastupuje hlavne chlorit, ktorý patrí pennínu, ďalej klinozoisit, epidot a albit. Majú spravidla drobnozrnný až jemnozrnný vývoj a sú tvarovo usporiadané do plôch diaforitickej bridličnatosti.

Chemické zloženie pararúl, synkinematických migmatitov, amfibolitov a ich diaforitov

Chemické zloženie pararúl, synkinematických migmatitov, amfibolitov a ich diaforitov sme sledovali na základe 22 silikátových a 31 spektrálnych analýz, ktoré urobilo Chemické laboratórium Geologického ústavu Univerzity Komenského. Z takéhoto počtu analýz možno o chemickom zložení študovaného kryštalinika získať iba približný obraz.



Obr. 10. $(Na_2O : K_2O) : (Na_2O + K_2O)$ diagram pararúl, synkinematických migmatitov a diaforitických svorov západnej časti Čiernej hory a pararúl a fylonitov severozápadnej časti Veporských vrchov

Fig. 10. $(Na_2O : K_2O)$ vs. $(Na_2O + K_2O)$ diagrammatic plot of paragneiss, synkinematic migmatite and diaforitic mica-schist samples from the western part of the Čierna hora Mts. and paragneiss and phyllonite samples from the NW part of the Veporské vrchy Mts.

Percento hmotnosti, Niggliho hodnoty a minerálne zloženie pararúl
a amfibolitov
Weight per cents, Niggli's values and mineral composition of paragneiss
and amphibolite samples

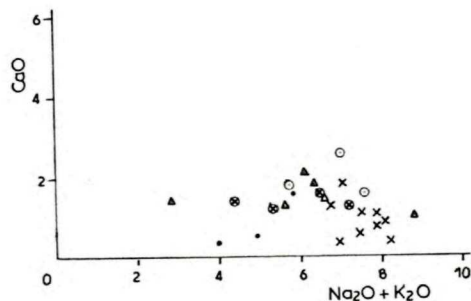
Tab. 1

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	70,29	69,09	69,90	50,89	49,89	50,91	52,27	46,97	55,02	49,85
TiO ₂	1,71	0,57	0,41	0,51	1,09	0,77	1,75	1,60	0,84	1,55
Al ₂ O ₃	12,83	13,52	13,73	15,99	15,82	14,38	12,84	15,22	15,96	15,21
Fe ₂ O ₃	1,66	1,08	1,49	1,35	2,47	2,56	4,29	3,96	2,22	2,33
FeO	3,32	3,04	2,22	5,73	7,19	6,66	6,39	7,82	5,24	9,29
MnO	0,08	0,07	0,08	0,14	0,16	0,17	0,23	0,30	0,19	0,18
MgO	1,64	1,56	1,16	9,58	8,94	7,18	5,14	4,62	6,18	7,29
CaO	1,75	1,58	2,57	8,76	8,23	9,11	6,83	9,79	7,05	5,84
Na ₂ O	3,20	3,68	3,66	3,63	2,83	4,80	5,80	3,21	3,92	3,67
K ₂ O	2,54	3,91	3,36	1,30	1,09	0,43	0,46	1,06	0,83	1,09
P ₂ O ₅	0,08	0,06	0,10	0,03	0,09	0,06	0,19	1,16	0,07	0,10
H ₂ O ⁻	0,07	0,09	0,07	0,12	0,13	0,07	0,12	0,02	0,06	0,03
H ₂ O ⁺	2,22	1,38	0,93	1,57	1,63	2,53	3,29	5,22	2,29	3,49
Spolu	110,39	99,63	99,68	99,60	99,56	99,63	99,60	99,95	99,87	99,92
si	340	322	328	117	116	123	140	118	150	125
al	36,51	37,08	37,95	21,68	21,67	20,37	20,30	22,44	25,56	22,35
fm	31,63	26,76	22,41	46,71	49,80	44,27	44,17	41,17	42,11	51,40
c	9,05	7,89	12,94	21,62	20,54	23,51	19,67	26,29	20,57	15,64
alk	22,81	28,27	26,70	9,99	7,99	11,85	15,86	9,49	11,76	10,61
Q	56,25	51,85	79,06	36,49	36,31	37,70	43,56	36,95	47,02	39,04
L	32,85	39,64	10,11	18,56	20,74	13,91	7,34	20,16	19,12	18,17
M	10,90	8,51	10,83	44,96	42,95	48,38	49,10	42,90	33,86	42,79
Plagioklas ± sericit	50,12	55,23	47,61	39,36	32,34	43,20	—	—	23,36	19,57
Albit	—	—	—	—	—	—	47,97	36,42	—	—
K-živec	1,31	7,86	7,43	—	—	—	—	—	—	—
Kremeň	29,00	24,17	32,47	—	—	—	—	—	18,98	13,19
Biotit ± chlorit	10,85	9,58	11,20	—	—	—	—	—	—	—
Muskovit	6,44	1,96	—	—	—	—	—	—	—	—
Amfibol ± chlorit	—	—	—	56,40	62,25	50,83	—	—	28,44	51,51
Klinozoisit	—	—	—	—	—	—	—	13,35	11,62	12,40
Chlorit ± amfibol	—	—	—	—	—	—	42,56	45,01	16,65	—
Kalcit	—	—	—	—	—	4,81	3,30	3,39	—	—
Akcesórie	2,28	1,20	1,29	4,24	5,41	1,16	6,17	1,83	0,95	3,33

1 — muskoviticko-biotitická pararula; bralo na ľavom svahu nepomenovanej doliny, 1 km na SZ od Holého hrbka (677,7), 2 — biotitická pararula; bralo na pravom svahu Prostredná doliny, 400 m na SV od kóty 481,0, 3 — biotitická pararula; Prostredná dolina, bralo na pravom svahu doliny, 100 m na SV od kóty 481,0, 4 — amfibolit so saussuritizovaným plagioklasom; Holý hrbok (677,7), 450 m na SZ od vrcholovej kóty, 5 — amfibolit so saussuritizovaným plagioklasom; Holý hrbok (677,7), 450 m od vrcholovej kóty, 6 — diafторitizovaný amfibolit s uralitizovaným amfibolom a saussuritizovaným plagioklasom; Býková dolina, bralo 50 m na SV od kóty 459,0, 7 — albiticko-chloritický fylonit amfibolitu; bralo na hrebeni Uhliska, 150 m na SZ od kóty 502,9, 8 — klnozoisiticko-albiticko-chloritický fylonit amfibolitu; Vyšná dolina, zárez poľnej cesty, 300 m na J od Košovca (613,8), 9 — diafторitizovaný amfibolit s uralitizovaným amfibolom a saussuritizovaným plagioklasom; Bystrá dolina, 1,2 km na SV od Holého hrbka (677,7), 10 — diafторitizovaný amfibolit s uralitizovaným amfibolom a saussuritizovaným plagioklasom; Vyšná dolina, zárez poľnej cesty, 450 m na JJV od Košovca (613,8)

1 — muscovite-biotite paragneiss, cliff on the left side of unnamed valley, 1 km NW from Holý Hrbok (677,1), 2 — biotite paragneiss, cliff on the right slope of the Prostredná dolina valley, 400 m NE from elevation point 481,0, 3 — biotite-paragneiss, Prostredná dolina valley, cliff on the right side of the valley, 100 m NE from elevation point 481,0, — 4 — amphibolite with saussuritized plagioclase, Holý Hrbok (677,7), 450 m NW from the summit, 5 — amphibolite with saussuritized plagioclase, Holý Hrbok (677,7), 450 m from the summit, 6 — diaphторitized amphibolite with uralitized hornblende and saussuritized plagioclase, Býková dolina valley, cliff 50 NE from elevation point 459,0, 7 — albite-chlorite phyllonite after amphibolite, cliff on the Uhlisko ridge, 150 m NW from elev. point 502,9, 8 — clinozoisite-albite-chlorite phyllonite after amphibolite, Vyšná dolina valley, cut of the country lane, 300 m southernly from Košovca (613,8), 9 — diaphторitized amphibolite with uralitized hornblende and saussuritized plagioclase, Bystrá dolina valley, 1,2 km NE from Holý Hrbok (677,7), 10 — diaphторitized amphibolite with uralitized hornblende and saussuritized plagioclase, Vyšná dolina valley, country lane cut, 450 m SEE from Košovca (613,8);

Pararuly západnej časti Čiernej hory (tab. 1, anal. 1—3) majú pomerne konštantné chemické zloženie a látkovo sú veľmi príbuzné ílovito-piesčitým bridliciam. Petrograficky sú oveľa variabilnejšie a podľa menlivého obsahu kremeňa a plagioklasu, ale často aj biotitu a muskovitu usudzujeme, že vznikli aj z ílovitej bridlice a drôb. Ich príslušnosť medzi ílovité a ílovito-piesčité sedimenty potvrdzuje aj obsah niektorých stopových prvkov, najmä B (106 ppm), Sr (120 ppm), V (98 ppm), Y (40 ppm), Zr (303 ppm) a Ga (30 ppm). Zvýšený obsah Ba (3400 ppm) okrem toho poukazuje na hlbokomorský vývoj týchto sedimentov (Turekian — Wedepohl, 1961; Vinogradov, 1962). Z diagramov obr. 10—13 vychodí, že sú chemicky veľmi príbuzné pararulám Ľubietovského a krakovského pásma veporika (J. Kamenický, 1982).



Obr. 11. $\text{CaO} : (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ diagram pararúl, synkinematických migmatitov a diafторitických svorov západnej časti Čiernej hory a pararúl a fylonitov Ľubietovského a krakovského kryštalinika

Fig. 11. $\text{CaO} : (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ diagrammatic plot of paragneiss, synkinematic migmatite and diaphторitic mica-schist samples from the western part of the Čierna hora Mts. and of paragneiss and phyllonite samples from the Ľubietová and Kraková crystalline

Percento hmotnosti, Niggliho hodnoty a minerálne zloženie synkinematických
migmatitov a diafторitických svorov
Weight per cents, Niggli's values and mineral composition of migmatite
and diaphoritic mica-schist samples

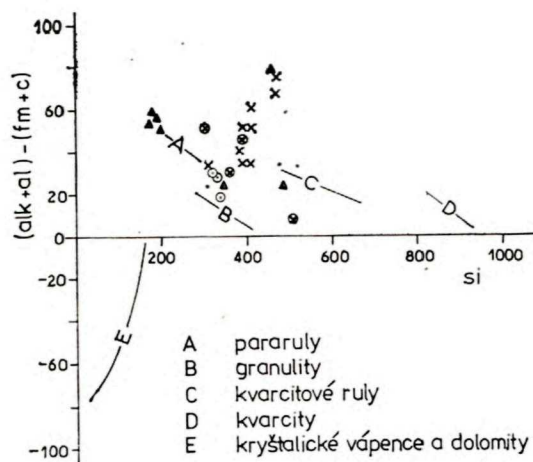
Tab. 9

	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	72,41	74,84	73,29	72,54	74,01	73,10	75,45	68,06	72,71	68,94	76,19	75,39
TiO ₂	0,19	0,20	0,28	0,39	0,24	0,30	0,13	0,52	0,34	0,71	0,71	0,51
Al ₂ O ₃	12,58	12,35	12,66	12,69	12,87	14,06	14,66	15,58	13,02	14,35	11,60	11,54
Fe ₂ O ₃	0,97	1,42	1,01	0,81	0,70	0,66	0,58	1,11	1,42	0,93	1,57	1,71
FeO	1,68	0,47	1,42	2,53	1,39	1,54	0,51	2,07	1,14	3,66	1,50	1,81
MnO	0,08	0,05	0,04	0,08	0,99	0,06	0,01	0,06	0,07	0,09	0,05	0,05
MgO	0,96	0,48	0,76	1,26	0,07	0,69	0,49	1,73	1,04	1,76	1,34	1,18
CaO	1,75	0,38	0,84	1,23	1,05	0,51	0,35	1,03	0,69	1,54	0,35	0,52
Na ₂ O	3,81	2,05	3,88	2,52	4,08	3,62	3,06	3,80	4,08	3,37	0,98	2,04
K ₂ O	3,23	6,18	4,22	4,25	3,83	3,86	3,92	3,73	3,83	2,44	3,07	2,89
P ₂ O ₅	0,04	0,12	0,11	0,13	0,08	0,13	0,17	0,12	0,14	0,07	0,12	0,11
H ₂ O ⁻	0,07	0,09	0,09	0,09	0,05	0,03	0,01	0,01	0,07	0,08	0,17	0,18
H ₂ O ⁺	2,08	0,98	1,04	1,61	0,68	0,96	0,67	2,44	1,28	1,73	1,90	1,68
Spolu	99,98	99,61	99,64	100,13	100,04	99,52	100,01	100,26	99,83	99,67	99,53	99,61
si	388	473	409	390	404	414	470	313	395	322	522	478
al	39,65	45,92	41,58	40,12	41,34	46,87	53,68	39,40	41,56	39,49	46,79	43,05
fm	19,49	14,03	17,39	25,12	17,62	16,19	9,94	27,68	19,74	30,23	30,70	29,20
c	10,03	2,58	5,03	7,09	6,16	3,10	2,32	5,07	4,01	7,22	2,55	3,54
alk	30,84	37,47	36,01	27,67	34,88	33,84	34,07	27,85	34,69	22,57	19,96	24,21
Q	84,61	60,02	56,03	58,22	56,12	57,74	61,64	51,34	55,50	55,07	69,55	65,51
L	7,08	35,43	39,39	33,58	39,25	35,68	32,15	37,98	38,56	32,73	18,48	24,15
M	8,31	4,55	4,58	8,20	4,63	6,58	6,21	10,68	5,94	12,20	11,96	10,34

Plagioklas ± sericit	51,30	42,50	58,18	47,73	39,16	41,52	51,31	41,45	40,41	39,57	27,73	9,41
Kremeň	30,68	30,37	24,48	15,29	31,44	27,18	30,34	35,46	31,20	38,90	45,56	52,92
K-živec	11,31	20,61	11,14	15,80	18,56	21,55	14,31	11,68	17,04	—	3,12	3,84
Biotit	3,85	0,81	3,58	16,05	9,97	3,85	—	7,95	4,64	13,53	—	—
Muskovit	0,77	5,01	2,13	3,22	—	5,55	3,74	2,88	6,26	5,83	20,99	27,59
Chlorit ± biotit	2,09	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,63	4,01
Akcesórie	—	0,70	0,49	1,91	0,87	0,35	0,30	0,58	0,45	2,17	0,97	2,23

11 — stromatický migmatit; bralo na ľavom svahu nepomenovanej doliny, 1,2 km na SZ od Holého hrbka (677,7), 12 — oftalmický migmatit; bralo na hrebeni medzi Prostrednou a Hlbokou dolinou, 600 m na V od kóty 481,0, 13 — stromatický migmatit; bralo na hrebeni medzi Prostrednou a Hlbokou dolinou, 650 m na V od kóty 481,0, 14 — oftalmický migmatit; bralo na pravom svahu Hlbokej doliny, 400 m na Z od kóty 936,7, 15 — nebulitický migmatit; ľavý svah doliny Dolinského potoka, 250 m na Z od Košlovca (613,8), 16 — nebulitický migmatit; Býkovská dolina, 1,2 km na S od vyústenia potoka, 17 — anatektický aplitický granit, bralo v záreze poľnej cesty záveru Vyšnej doliny, 18 — stromatický migmatit; bralo na južnom svahu Čiernej hory (1028,4), 19 — oftalmický migmatit; Predná dolina, 2 km na S od Štefanskej huty, 20 — mylonitizovaná biotitická pararula; zárez poľnej cesty medzi Prostrednou a Hlbokou dolinou, 200 m na JV od kóty 481,0, 21 — diafhoritický muskovitický svor; kameňolom na JZ železničnej stanice Margecany, 22 — diafhoritický muskovitický svor; odkryv vo svahu, 357 m na S od Holého hrbka (677,7)

11 — stromatic migmatite, cliff on the left slope of unnamed valley, 1,2 km NW from Holý Hrbok (677,7), 12 — ophthalmic migmatite, cliff on the ridge between the Prostredná and Hlboká dolina valleys, 600 m easternly from elev. point 481,0, 13 — stromatic migmatite, cliff on the ridge between the Prostredná and Hlboká dolina valleys, 650 m easternly from elev. point 481,0, 14 — ophthalmic migmatite, cliff on the left slope of the Hlboká dolina valley, 400 m westernly from elev. point 936,7, 15 — nebulitic migmatite, left slope of the Dolinský potok valley, 250 m westernly from Kolšovec (613,8), 16 — nebulitic migmatite, Býkovská dolina valley, 1,2 km northernly from the outlet of the brook, 17 — anatectic aplitic granite, cliff in the country lane roadcut in the headwaters of the Vyšná dolina valley, 18 — stromatic migmatite, cliff on the southern slope of the Čierna hora Mts. (1,028,4), 19 — ophthalmic migmatite, Predná dolina valley, 2 km northernly from Štefanská huta settlement, 20 — mylonitized biotite paragneiss, roadcut of the country lane between Prostredná and Hlboká dolina valleys, 200 m SE from elev. point 481,0, 21 — diaphthoritic muscovite mica-schist, quarry to the SW from the Margecany railway station, 22 — diaphthoritic muscovite mica-schist, outcrop on the slope, 375 m northernly from Holý Hrbok (677,7)



Obr. 12. Projekčné body pararúl, synkinematických migmatitov a diaforitických svorov západnej časti Čiernej hory a pararúl a fylonitov severozápadnej časti Veporských vrchov v korelačnom diagrame $(alk + al) - (fm + c) : si$ podľa Simonena

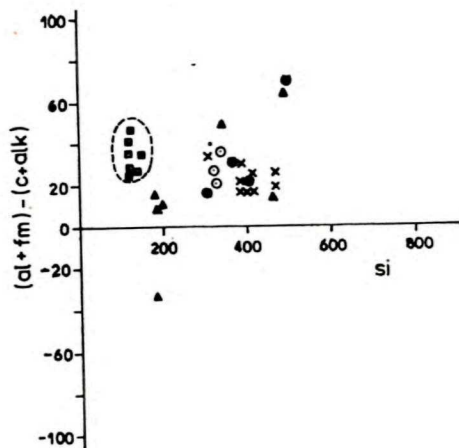
Fig. 12. Projection of paragneiss, synkinematic migmatite and diaphoritic mica-schist samples from the western part of the Čierna hora Mts. and of paragneiss and phyllonite samples from the NW part of the Veporské vrchy Mts. in Simonen's $(alk + al) - (fm + c) : si$ correlations plot

Synkinematické migmatity (tab. 2, anal. 11–18), ktoré, ako sme už uviedli, vznikli ultrametamorfózou pararúl, majú čiastočne odlišné chemické zloženie. Od pararúl sa odlišujú mierne zvýšeným obsahom SiO_2 a K_2O , ale aj mierne zníženým obsahom FeO , MgO a CaO . Tieto zmeny sú pravdepodobne výsledkom parciálnej anatexie pararúl a migrácie anatektickej zložky do vyšších horizontov metamorfného komplexu. Odlišnosti sú aj v rozdielnej pozícii projekčných bodov pararúl a migmatitov v diagrame obr. 10–13. Isté osobitosti sú pozorovateľné v zastúpení stopových prvkov: v porovnaní s pararulami majú migmatity o niečo nižší obsah B (82 ppm), Ba (2817 ppm), Sr (84 ppm), V (36 ppm), Y (27 ppm) a Zr (106 ppm).

Diaforitické svory a fylonity (tab. 2,

anal. 20–23) vzniknulé diaforézou pararúl a migmatitov podľa našich analýz nevykazujú v zastúpení hlavných oxidov s primárnymi horninami markantnejšie rozdiely. Aj v koncentrácii niektorých stopových prvkov, hlavne Ba (3572 ppm), La (59 ppm), Sr (98 ppm), V (72 ppm), Y (27 ppm) a Ga (23 ppm), majú diafority s primárnymi horninami takmer rovnaké hodnoty a len v obsahu B (142 ppm) a Zr (446 ppm) možno v diaforitoch pozorovať slabé zvýšenie. Ale takáto zhoda je podľa našich doterajších skúseností z veporského kryštalinika (Kamenický, 1982) náhodná a zrejme vyplývala z malého počtu analýz diaforitov Čiernej hory.

Amfibolity západnej časti Čiernej hory sme chemicky sledovali na príklade 9 silikátových (tab. 1, anal. 4–10) a 9 spektrálnych analýz. Sú nielen petrograficky, ale aj chemicky veľmi príbuzné amfiboli-

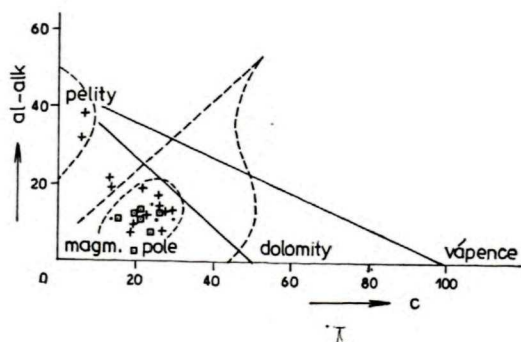


Obr. 13. Niggliho parametre $(al + fm) - (c + alk) : si$ pararúl, synkinematických migmatitov a diaforitických svorov západnej časti Čiernej hory a pararúl a fylonitov severozápadnej časti Veporských vrchov

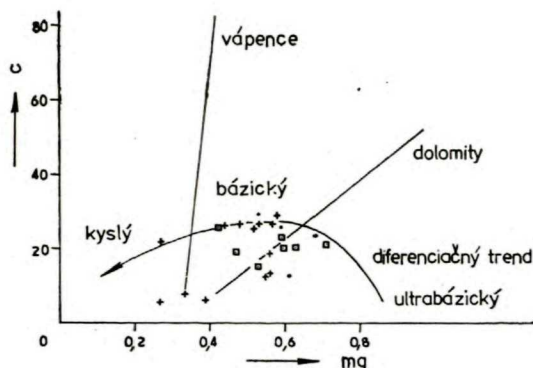
Fig. 13. Niggli's parameters $(al + fm) - (c + alk) : si$ of paragneiss, synkinematic migmatite and diaphoritic mica-schist samples from the western part of the Čierna hora Mts. and of paragneiss and phyllonite samples from the NW part of the Veporské vrchy Mts.

tom severozápadnej časti Veporských vrchov, ktorých vznik z bazaltov, ich tufu a tufitu sa v ostatných rokoch dokázal nielen petrograficko-geologicky, ale aj geochemicky (Kamenický, 1978). Preto aj v Niggliho diagrame ($al - alk$) - c (obr. 14) padajú projekčné body amfibolitov Čiernej hory spolu s prevažnou väčšinou amfibolitov Ľubietovského a krakovského pásma a bazaltmi gemerického triasu do spoločného magmatického poľa. Príslušnosť skúmaných amfibolitov k bazaltom vychodí aj z Niggliho diagramu $c - mg$ (obr. 15), v ktorom sa ich projekčné body sústreďujú v amplitúde magmatického diferenciačného trendu.

Aj v diferenciačnom diagrame ($al + fm$) - ($c + alk$) : si (obr. 13) sa amfibolity západnej časti Čiernej hory sústreďujú do magmatického poľa, ktoré sa od parametamorfítov Čiernej hory aj severozápadnej časti Veporských vrchov ostro oddeľuje. Z vykonaných silikátových a spektrálnych analýz amfibolitov, majúcich často polymetamorfny charakter, nemožno geotektonickú pozíciu bazaltov, z ktorých



Obr. 14. Niggliho parametre ($al - alk$) : c amfibolitov západnej časti Čiernej hory, amfibolitov Ľubietovského a krakovského kryštalinika a bazaltov gemerického triasu
Fig. 14. Niggli's parameters ($al - alk$) : c of amphibolite samples from the western part of the Čierna hora Mts., of amphibolite from the Ľubietová and Kraklová crystalline and of basalts from the Gemeric Triassic



Obr. 15. Niggliho parametre $c : mg$ amfibolitov západnej časti Čiernej hory, amfibolitov Ľubietovského a krakovského kryštalinika a bazaltov gemerického triasu

Fig. 15. Niggli's parameters $c : mg$ of amphibolite samples from the western part of the Čierna hora Mts. and from the Ľubietová and Kraklová crystalline as well as from the basalt samples in the Gemeric Triassic

amfibolity vznikli, posúdiť objektívne. Predbežne možno iba konštatovať, že podľa zastúpenia hlavných oxidov sú blízke tholeiitickým bazaltom a podľa priemerneho obsahu niektorých stopových prvkov, najmä Sr (233 ppm), Y (24 ppm) a Zr (72 ppm), sú veľmi blízke bazaltom stredooceánskych chrbtov a ostrovných oblúkov.

Záver

Západná časť Čiernej hory medzi Dolinským potokom a dolinou Bystrá je spájacím článkom medzi masívom Sľubice, centrálnou a východnou časťou Čiernej hory. Má svojráznu geologickú stavbu, čiastočne odlišnú nielen od masívu Sľubice, ale aj od centrálného a východného segmentu Čiernej hory. Buduje ju prevažne kryštalinikum s podradným zastúpením obalového permu a mezozoika ružínskej série, mezozoika križňanskej jednotky a centrálnokarpatského paleogénu.

Kryštalínikum pozostáva len z metamorfitov, ktoré mali v predmetamorfnom vývoji povahu flyšoidného súvrstvia ílovitých a ílovito-piesčitých bridlíc s vložkami drôb a s akcesorickým podielom bitumínových členov. Syngenetickým členom flyšoidného súvrstvia boli sporadické výlevy bazaltov hojne sprevádzané pyroklastikom. Má často polymetamorfný vývoj a okrem regionálnej premeny ho často postihovala aj diafťoréza.

Regionálna premena kryštalínika prebiehala v podmienkach fácie granatických amfibolitov a miestami dosiahla až sillimanitovú izográdu. Sedimenty suprakrustálnej série touto premenou získali povahu pararúl a synkinematických migmatitov a bázické vulkany sa zmenili na ortoamfibolity. Na rozdiel od nich diafťoréza premenila regionálne metamorfity na diafťoritické svory a fylonity.

Litostratigraficky sa skúmali metamorfity veľmi príbuzné bystrianskej podskupine jarabskej skupiny, ktorá sa z rozličných príčin začleňuje do prekambria. V prospech tejto interpretácie hovorí aj transgresia spodnotriasového kremence ružinskej série doliny Hornádu na diafťority Čiernej hory a z nej vyplýva, že diafťoréza tunajšieho kryštalínika je variská a regionálna metamorfóza najpravdepodobnejšie kadómska.

Litologická príbuznosť skúmaného kryštalínika, obalového permu a mezozoika ružinskej série s kryštalínikom severných veporických pásiem a s jeho permsko-mezozoickým obalom svedčí o tom, že pásmo Čiernej hory je východným pokračovaním severných veporických pásiem, kým masív Slubice, s typickým vývojom ortorúl, môže byť pokračovaním severozápadnej časti Ľubietovského pásma s rovnakým vývojom ortorúl.

Recenzoval I. Varga

LITERATÚRA

- Andrusov, D. 1938: Geologie Slovenska. Praha.
- Andrusov, D. 1943: Geológia a nerastné suroviny Slovenska. Slovenská vlastiveda. Zv. 1. Bratislava. 79 s.
- Divinec, L. 1978: Geológia, petrografia a litológia západnej časti Čiernej hory. [Rigorózna práca.] Manuscript — Geofond Bratislava.
- Dudek, A. — Fediuk, F. — Palivcová, M. 1962: Petrografické tabuľky. Praha, vČSAV. 303 s.
- Kamenický, J. in MaheI, M. — Buday, T. et al. 1968: Regional geology of Czechoslovakia. Part II. The West Carpathians. Praha, Academia, vČSAV. 723 p.
- Kamenický, J. 1978: Petrographie und Geochemie der Amphibolite des NW-Teiles des Vepor-Erzgebirges. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 33, S. 37—82.
- Kamenický, J. 1982: Petrografia ortorúl a pararúl, synkinematických migmatitov a ich diafťoritov sv. časti. Veporského rudohoria. Mineralia slov., 14, s. 481—516.
- Kamenický, L. 1956: Predbežná správa o základnom geologickom výskume kryštalínika Braniska. Manuscript — Geofond Bratislava.
- Kamenický, L. — Kamenický, J. 1983: Prekambrium Západných Karpát. Mineralia slov., 15, s. 289—302.
- Kulich, P. 1968: Geologické pomery údolia Hornádu západne od Margecian (styk gemerid s kryštalínikom Čiernej hory). [Diplomová práca.] Manuscript — Katedra geológie a paleontológie PFUK Bratislava.
- Matějka, A. — Andrusov, D. 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. Knih. Stát. geol. úst. Čs. republ. 13 A.
- Pták, J. 1956a: Predbežná správa o petrografii kryštalínika Čiernej hory medzi Margecanmi a Kluknavou. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 5, s. 143—147.
- Pták, J. 1956b: Niekoľko poznámok k verukánskym arkózam medzi Kluknavou a Margecanmi (hrebén Čiernej hory) v súvislosti s otázkou turmalinizácie. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 5, s. 148—151.
- Rabowski, F. 1926: Badania geologiczne v Nižných Tatrách i v Górach Spiskogemerskich w związku z problemem korzeni-plaszczowin reglowych w Tatrách. Posiedz. nauk. Państwo. Inst. geol.
- Rösing, F. 1947: Die geologische Verhältnisse des Branisko Gebirges und Cierna hora (Karpaten). Z. Dtsch. geol. Gesell., 99.
- Tröger, E. W. 1952: Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Stuttgart, 147 S.

- Turekian, K. K. — Wedepohl, K. H. 1961: Distribution of the element in some major units of the earth's crust. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 72, 175 p.
- Uhlig, V. 1903: Bau und Bild der Karpathen in Bau und Bild Österreichs.

Wien — Leipzig.

- Vinogradov, A. P. 1962: Srednije sodržaniye chimičeskikh elementov v glavnykh tipach izveržennykh gornych porod zemnoj kory. *Geochimija (Moskva)*, 7, s. 555—571.

Geological and petrographical conditions of crystalline in the western part of the Čierna hora Mts. (Eastern Slovakia)

MILAN FABIAN — JAKUB KAMENICKÝ

The western part of the Čierna hora Mts. from the Dolinský potok brook to the Bystrá valley creates link between the Sľubica massif and the central and eastern part of the investigated unit. The region is of peculiar geological structure differing partly from the neighbour segments. Mostly crystalline sequences compose the unit but also sediments of Permian, Mesozoic and of the Central Carpathian Paleogene do occur in the structure.

The crystalline is exclusively built of crystalline schists representing, in their pre-metamorphic state, a flyschoid sequence of argillaceous and argillaceous-arenaceous shales with greywacke intercalations and only accessory amounts of bituminous members characterized, most frequently, only by the presence of carbonaceous pigment. The sedimentation of this flyschoid sequence has been sporadically interrupted by tholeiitic basalt effusions and frequent deposition of pyroclastics. The crystalline sequence suffered polymetamorphic development and, besides the regional prograde metamorphism, also diaphoritic processes were effective very frequently.

The regional metamorphism, related to the Cadomian orogeny and occurring under the conditions of garnet amphibolite subfacies reached in places the sillimanite isograd and produced paragneiss and synkinematic migmatite from sediments of the supracrustal sequence whereas basic volcanites changed into amphibolite.

Paragneiss occurs most frequently only as paleosome in stromatolitic and ophtalmitic migmatite or creates individual and up to 40 cm thick layers. The paragneiss consists

mainly of intermediate oligoclase and quartz with subordinated muscovite and/or biotite. Accessories are apatite, zircon, magnetite and $\pm$ garnet. Based on mineral composition, three paragneiss varieties have been distinguished: muscovite-biotite, two-mica and biotite paragneiss. Besides the minerals representing a regional metamorphic assemblage, also porphyroblasts or cumulo blasts of ultramorphic quartz and/or oligoclase $\pm$ orthoclase (of 2—5 cm average size) are present in places. By the increase of the latter, the paragneiss passes continuously into ophtalmitic migmatite varieties. Bearing in mind that granitoids lack in the western part of the Čierna hora Mts., the synkinematic migmatite may have originated either by ultramorphism of the paragneiss complex or under the influence of a deeper granitic intrusion not yet uncovered by erosion. The first interpretation seems to be more appropriate.

Migmatite varieties are represented by three structural types, i. e. stromatolitic, ophtalmitic and nebulitic migmatite. Commonly, the amount of paleosome overweighs the share of neosome in the rock or their amounts are equal. The paleosome is identical with the regional metamorphic assemblage of paragneiss and, most frequently, consists of oligoclase I and quartz I with subordinated amounts of biotite $\pm$ muscovite. To the contrary, the neosome is of massive structure composed of ultramorphic minerals, mainly quartz II, oligoclase II, $\pm$ orthoclase $\pm$ microcline.

Diaphoritic alterations occur almost regionally. The retrograde overprint is of two different ages: the older one is related to the Variscan orogeny whereas the younger to the

Alpine one. Diaphthoritic alterations of paragneiss and synkinematic migmatite produced diaphthoritic mica-schist and phyllonite with the most frequent composition of quartz — muscovite or sericite and chlorite. Albite is also frequent mineral of diaphthorites.

Amphibolite bodies are only subordinatedly present in the western part of the Čierna hora Mts. creating only small lense-like bodies of maximal 700 m strike-length in other lithological members. Amphibolite also suffered polymetamorphic development and, over the regional prograde alterations, there are migmatitized and frequently also diaphthoritized varieties. The regional metamorphic amphibolite consists, most frequently, of common hornblende and plagioclase (An_{60-74}) complemented by quartz and garnet in places. Migmatitic amphibolite varieties are mostly stromatolitic ones where the paleosome is identical to common amphibolite of the area and the neosome consists of quartz and oligoclase. Diaphthoritic alterations led to uraltization and chloritization of common hornblende and to saussuritization of plagioclase. In the early stages of diaphthoritization, amphibolite preserves the regional metamorphic or migmatitic mineral assemblages and differences occur only in subordinated amounts of diaphthoritic assemblages mainly by the presence of chlorite, clinozoisite, epidote, albite and $\pm$ calcite. In the extreme stages of retrogression, amphibolite is altered to rocks composed exclusively of a diaphthoritic mineral assemblage which is chlorite, clinozoisite, epidote, $\pm$ albite and $\pm$ quartz. According to the share of main and subordinated mineral constituents, such varieties may be assigned as clinozoisite-chlorite, albite-clinozoisite-chlorite or epidote-clinozoisite-chlorite phyllonite.

From the lithostratigraphical point of view, metamorphites in the western segment of the Čierna hora Mts. are very similar to the Bystrá Subgroup of the Jarabá Group which is of Precambrian age (Kamenický — Kamenický, 1983). Precambrian age of the investigated crystalline is substantiated also by the transgression of Lower Triassic quartzite of the Ružín Group over diaphthoritic mica-schist in the Hornád valley SE from Kluknava. The feature namely means that the main diaphthoritic alteration of the crystalline is related to the Variscan orogeny but rocks have been further retrogressed during the Alpine orogeny as well. Under this situation,

the regional progressive alteration should be Pre-Variscan and, according to the recent views, is most probably of Cadomian age (Kamenický — Kamenický, 1983).

As it follows from the chemical data (Tab. 1 and 2), paragneiss and synkinematic migmatite varieties originated at the expense of argillaceous to argillaceous-arenaceous shale and greywacke. Such nature of original sediments is proved also by some trace element contents, namely of B = 106 ppm, Sr = 120 ppm, V = 98 ppm, Y = 40 ppm, Zr = 103 ppm and Ga = 30 ppm. Over this, the higher Ba content (3,400 ppm) points to deep-sea development of these sediments (Turekian — Wedepohl, 1961, Vinogradov, 1962). Chemical data reveal higher silica and K_2O content in migmatite but also slightly lower contents of FeO, MgO and CaO if compared with paragneiss varieties. Most probably, such changes have been introduced by partial anatexis of paragneiss and by the migration of anatectic constituents into the higher crustal levels of the metamorphic complex.

The amphibolite varieties investigated from the western part of the Čierna hora Mts. are, with their chemistry, very similar to amphibolites in the Lubietová and Kraklová zones but also to basalts of the Gemic Triassic (Kamenický, 1978). Evidently, amphibolite originated from tholeiitic basalt and tuff, which, according to some trace element contents, namely of Sr = 233 ppm, Y = ppm and Zr = 72 ppm, are very near to mid-ocean ridge or island arc basalts.

Permian sequences in the western part of the Čierna hora Mts. only occur along the northern margin of the range. Sediments are of continental development and create two separate belts divided by Mesozoic rocks on the surface. The southern belt consists of gray to light-gray arcose sequence deposited autochthonously over crystalline and representing so its cover sequence. The northern belt has partly different composition and consists, besides arcose and slaty arcose, also layers of variegated shales in the upper part. The relations with the southern belt are unclear so far.

Mesozoic sequences in the area belong to two separate groups i. e. to the Hrabkov and Ružín groups respectively (M. Maheľ in Maheľ — Buday et al., 1968). The Hrabkov Group has a stratigraphic span from the Lower Triassic to Neocomian and participates on the Harakov syncline (Rösing, 1947). The unit

represents probably part of the Krížna nappe Mesozoic. The Ružín Group consists of exclusively Lower Triassic quartzite but with remnants of Middle Triassic dolomite present, within the mapped area, in the Hornád valley SE from Kluknava. The sequence lies in sub-autochthonous position over diaphthoritic micaschist and hence represents cover sequence of the Čierna hora Mts. crystalline.

Lithostratigraphic correlations of the Slubica massif and the Čierna hora Mts. crys-

talline together with its Permian to Mesozoic cover sequences towards the neighbour Central West Carpathian units revealed that the Slubica massif with typical orthogneiss bodies represents the eastern continuation of the northwestern portion in the Lubietová zone whereas the Čierna hora Mts. crystalline are the eastern continuation of the southeastern part of the Lubietová and Kraklová zones.

Translation by I. Varga

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Fórum mladých II

Kamil Zágorský: **Sedimentačné a bio-faciálne pomery bádenskej lokality Devín — Záhradky** (Bratislava 10. 5. 1984)

Lokalita sa nachádza asi 1 km na V od obce Devín (Bratislava) južne od Devínskej Kobyly na južných svahoch Šibeničníka (kóta 310). Sú na nej rozlíšiteľné štyri polohy arkózovitého piesku. Najspodnejšiu tvoria obliaky granitu a fylitu s bielym jemným pieskom pochádzajúcim z rozrušeného elúvia, druhá poloha je z produktov búrlivej sedimentácie — stmelené veľké obliaky týchto hornín, tretiu a štvrtú tvoria produkty morskej erózie — ostrohranné úlomky hornín. Nad nimi je poloha pelitického žltkavého slieňa, vzniknutého v čase, keď sa pobrežie relatívne vzdialilo a prísun klastického materiálu ustal, a ešte vyššie je onkolitický organogénny vápenec z ohladených trsov lito-tamniových rias. V najspodnejšej polohe arkózovitého piesku sa okrem iného našlo asi 50 ks lasturníka radu *Pterida Vulsella deperdita* (Lam.), ktorý má pretiahnuté schránky so silnými širokými koncentrickými valmi, doteraz známeho len z eocénu, a 21 ks inartikulátneho ramenonožca *Crania badensis* sp. n. s kruhovitou schránkou bez skulptúry, dvoma pármí svalových odtlačkov, redukovaným mediálnym septom a paliálnymi kanálmi prinátneho typu.

Miloslav Šulgan: **Praktické použitie Fe-Ti oxidového geotermometra** (Bratislava 10. 5. 1984)

Jednoduchou metódou výpočtu mólovej frakcie ilmenitu (X_{ilm}) v tuhom roztoku ilmenitu (Ilm_{ss}) a mólovej frakcie ulvöspinelu (X_{usp}) v tuhom roztoku magnetitu (Mt_{ss}) sme dospeli k výsledkom, ktoré sú porovnateľné s výsledkami získanými zložitými výpočtami algoritmov (Carmichael, 1967; Anderson, 1968; Ghiorso — Carmichael; Spencer, Lindsley, 1981; Stormer, 1983). Predložený výpočet nie je dokonca ani taký citlivý na presné stanovenie obsahu týchto prvkov, ktoré majú v magnetite a v ilmenite nízky obsah.

Eudovít Januvka: **Metóda G^N a jej aplikácia na vybraných profiloch**

Na výskum stavby zemskej kôry sa získava mnoho informácií analýzou tiažového poľa, a preto treba vypracovať metodiku poskytujúcu okrem kvalitatívnych aj kvantitatívne informácie. Jednu z nich — metódu normovaného gradientu G^N — navrhol V. M. Berezkin (1967, 1966, 1973). Pri praktickej aplikácii v profile HSS-VI tiažovej anomálie Rochovce metód G^N z geologického hľadiska zvýraznila subvertikálne a subhorizon-