

Amfibolitovo-rulový komplex ako súčasť ofiolitovej suity rakoveckého príkrovu

IVAN DIANIŠKA — PAVOL GREČULA*

(7 obr., 3 foto a 3 tab. v texte)



Project No. 5

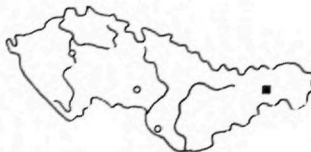
Pre-Variscan and Variscan events

in the Alpine-Mediterranean

mountain belts

Амфиболитово гнейсовый комплекс как составная часть офиолитовой суиты в раковецком покрове гемерид (Западные Карпаты)

В гемерском покрове находятся два частичных покрова а то нижний раковецкий и верхний гелницкий. Раковецкий покров сложен диабазовыми породами и филитами, метаморфированных во фации зелёных сланцев. В восточной части этого покрова (западнее Кошиц) наблюдается и метаморфоза фации эпидотитовых амфиболитов, продуктами которой являются амфиболиты и гнейсы, между которыми находятся и тела кристаллических известняков и серпентинитов.



Окружающие породы представлены метапелитами с прослоями силицитов. К этой ассоциации принадлежат и интрузии основных и ультраосновных пород в районе рабско-рожнявской зоны дисконтинуит, на которую вяжется и раковецкий покров. Эти породы составляют офиолитовую суиту, которая возникла возле рифта на океанической коре во верхней части древнего палеозоя.

An amphibolite-gneiss complex as part of ophiolite suite in the Rakovec nappe of the Spišsko-geomerské rudohorie Mts. (Eastern Slovakia)

Two superposed partial nappe structures occur within the composite Gemer nappe of the Spišsko-geomerské rudohorie Mts., the lower Rakovec nappe and the upper Gelnica nappe. The Rakovec nappe comprises of basic volcanites and pelites of Early Paleozoic age metamorphosed generally in green schist facies. In the eastern portions of the nappe (to the W from Košice), rocks of epidote-amphibolite facies occur. Amphibolite, paragneiss, bodies of crystalline limestone and serpentinite compose the higher metamorphosed rock unit. Surrounding rocks are metapelites with silicite intercalations. Also intrusive basic and ultrabasic rocks occurring in the

* P. g. Ivan Dianiška, Geologický prieskum, 048 80 Rožňava, RNDr. Pavol Grečula, CSC., Geologický prieskum, 040 51 Košice.

Rába-Rožňava discontinuity belt belong to this rock association and to the Rakovec nappe. These rocks represent remnants of an oceanic ophiolite suite generated by oceanic rifting during the Early Paleozoic.

Doterajšie geologické mapy zaznačujú vo východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria medzi Košickými Hámrami a Šacou v horninách fylitovo-dia-bázového vývoja staršieho paleozoika intruzívne teleso dioritu až gabra. O intruzívnom pôvode hornín sa hovorí aj v prácach z ostatného obdobia (L. Kamenický 1975, M. Maheľ 1979).

Na niektoré črty týchto hornín, ktoré sú v rozpore s ich intruzívnou povahou, sme už upozornili (P. Grecula 1965, 1973). V ostatnom čase sme získali nové geologické a petrografické údaje, ktoré naše staršie náhľady potvrdzujú a zároveň poukazujú na geotektonické pozadie vzniku hornín, na charakter metamorfných premien a časový sled týchto procesov. Potvrdilo sa, že ide o sedimentárno-vulkanické horniny metamorfované v podmienkach fácie epidotických amfibolitov.

Geologická pozícia amfibolitov a rúl

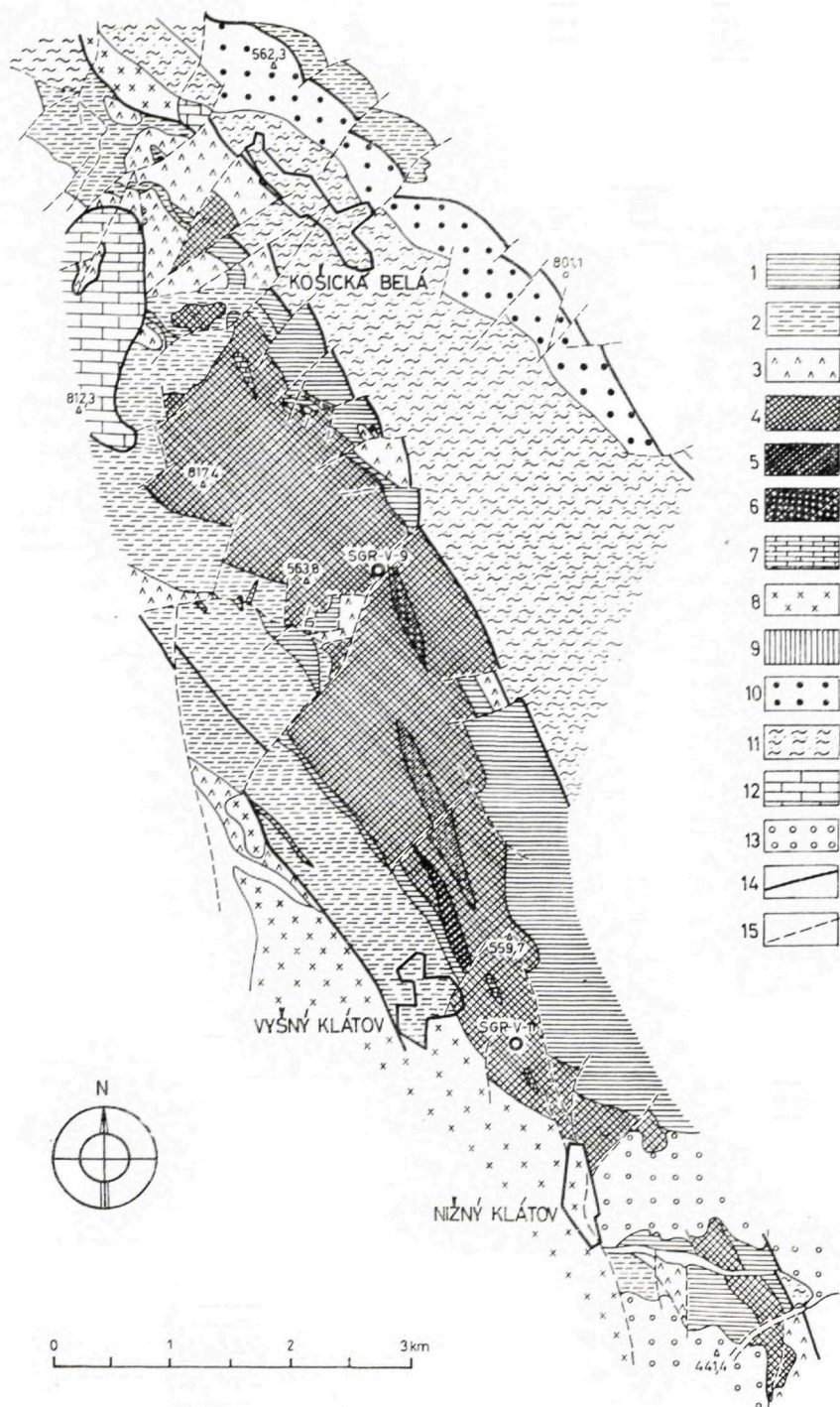
Amfibolity a ruly fácie epidotických amfibolitov patria do vulkanického súvrstvia staršieho paleozoika, ktoré v stratigrafickom slede zaujima rovnakú pozíciu ako v ostatných častiach gemeríd, teda vrchnú časť superpozičného sledu. Horniny v spodnej časti pozvoľna prechádzajú do súvrstvia chloriticko-sericitických fylitov, mocných v tejto oblasti niekoľko desiatok, zriedka niekoľko sto metrov. Súvrstvie grafiticko-sericitických fylitov je najnižšou časťou vrstvového sledu.

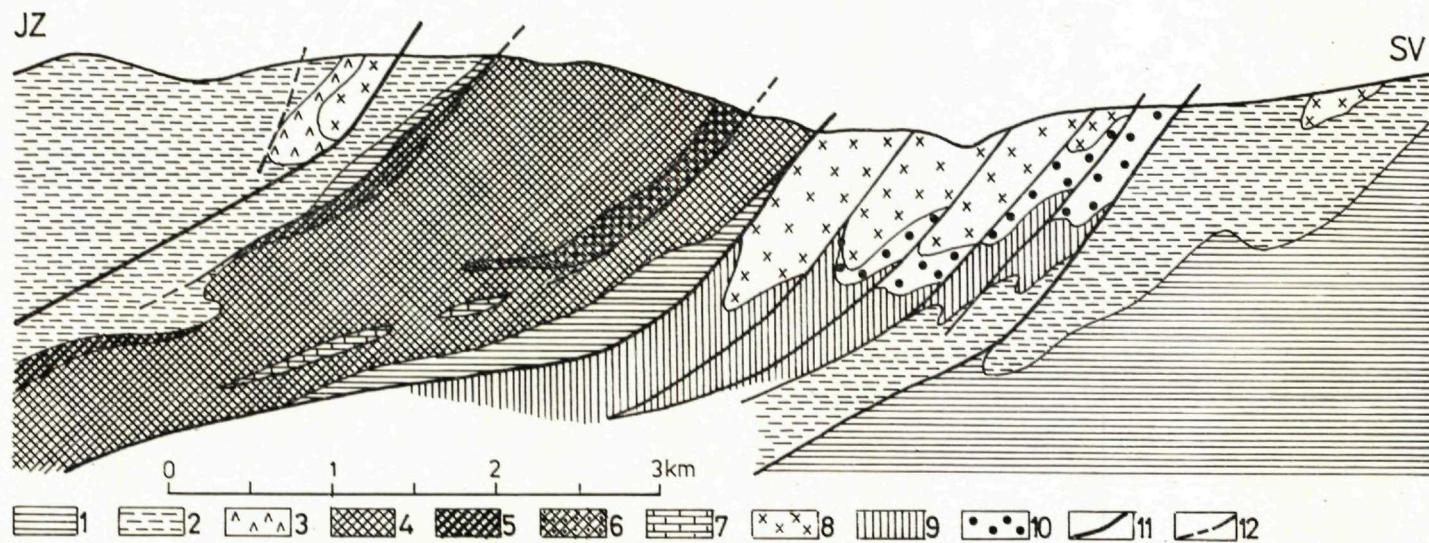
Táto asociácia hornín je náplňou čiastkovej rakoveckej prikrývovej jednotky (P. Grecula — I. Varga 1979), ktorá pri severnom okraji leží na mladšom paleozoiku. Z J ju prikrývajú tektonické šupiny s fylitovo-porfyroidovým vývojom staršieho paleozoika. Násunové línie sú zároveň hranicami rozšírenia produktov amfibolitovej fácie a na nich sa fácie zelených bridlíc stýkajú s fáciou epidotických amfibolitov.

Obr. 1. Geologická mapa okolia Klátova

1 — grafiticko-sericitické fylity, 2 — chloriticko-sericitické fylity, 3 — metadiabázy a pyroklastiká, 4 — amfibolity, 5 — serpentinity, 6 — ruly, 7 — kryštalické vápence s pyroklastickou prímiesou, 8 — porfyroidy (1—8 staršie paleozoikum), 9 — čierne bridlice s karbonátmi, 10 — zlepenec (9—10 karbón), 11 — pestrofarebné bridlice, pieskovce a droby (perm), 12 — karbonáty stredného triasu, 13 — neogénne štrky a piesky, 14 — nasunové línie, 15 — zlomy

Fig. 1. Geological map of the Klátov vicinity. Explanations: 1 — graphite-sericite phyllite, 2 — chlorite-sericite phyllite, 3 — basic eruptive and pyroclast, 4 — amphibolite, 5 — serpentinite, 6 — silicite (lydite), 7 — crystalline limestone with pyroclastics admixture (1—8 Early Paleozoic), 9 — black shale with carbonate layers, 10 — conglomerate (9—10 Carboniferous ?), 11 — variegated shale, sandstone, greywacke, Permian, 12 — carbonate, Middle Triassic, 13 — gravel and sand, Neogene, 14 — overthrust, 15 — fault





Obr. 2. Geologický profil amfibolitovo-rulového telesa. Vysvetlivky ako pri obr. 1

Fig. 2. Geological profile across the amphibolite-paragneiss body. Explanations as in fig. 1

Z uvedeného vychodí, že pozícia amfibolitovo-rulového komplexu v superpozičnom slede zodpovedá postaveniu bázických vulkanických hornín v rako-veckom príkrove.

Amfibolitovo-rulový komplex má isté geologické znaky, pre ktoré ho nepokladáme za intruzívny. Sú to:

1. Prítomnosť polôh kryštallického vápenca v amfibolitoch mocných niekoľko cm až niekoľko m. Vápenec miestami tvorí aj mocnejšie polohy v amfibolitoch juhozápadne od Košickej Belej a pri Nižnom Klátove.

2. Vzájomné striedanie sa amfibolitov a rúl v polohách mocných niekoľko cm až niekoľko desiatok m (vrt SGR-V-9) a ich súhlasné uloženie.

3. Páskovaná textúra amfibolitov, zdedená pravdepodobne z pôvodného striedania sa pyroklastického a klastického materiálu, najmä v okrajových častiach amfibolitového komplexu.

4. Plynulý prechod hornín amfibolitevej minerálnej asociácie do hornín minerálnej asociácie typickej pre fáciu zelených bridlíc (aktinolit—epidot—albit). Prechod je zjavný najmä pri severozápadnom okraji amfibolitového komplexu.

5. Intenzívne spoločné prevrásnenie pôvodných hornín až do izoklinálnych vrás decimetrového radu, ktoré sa zachovalo aj po vzniku amfibolitov.

6. Metamorfogénne minerály poukazujúce na prítomnosť vulkanického materiálu vo vápenci.

7. Bridličnosť s_1 a s_2 je v amfibolitoch a rulách zastretá. Obnovovali ju mladšie tektonické procesy až po vzniku amfibolitov, a to hlavne v tektonicky namáhaných častiach.

8. Pruh amfibolitov a rúl je konformný s ostatnými litologickými a tektonickými jednotkami a je súčasťou vrásových štruktúr.

9. Metamorfnná rekryštalizácia sleduje pôvodné zvrstvenie horniny a zvyš-razňuje plošne paralelnú stavbu horniny.

Petrografická charakteristika

Amfibolity

Amfibolity možno súhrnne charakterizovať ako jemnozrnné až drobnozrnné nevýrazne až nezreteľne bridličnaté horniny. Lokálne, pod vplyvom naloženej dislokačnej metamorfózy, sú výrazne bridličnaté. Sú tmavosivozelené, tmavozelenosivé a zelené. Ich textúra je najčastejšie homogénna, zriedka nevýrazne až výrazne páskovaná, resp. škvrnitá. Majú prevažne granonematoblastickú, menej často porfyroblastickú a nematogranoblastickú štruktúru.

Aj keď sme vyčlenili niekoľko textúrne odlišných variet amfibolitov, uvádzame ich spoločný petrografický opis, pretože minerály majú rovnaké vlastnosti.

Pre všetky amfibolity je charakteristické paralelné až subparalelné usporiadanie stĺpcokovitého *amfibolu*, ktorý okrem zriedkavých prípadov nad ostatnými minerálmi prevláda (tab. 1). Tvorí zvyčajne 40—70 % objemu a pod toto množstvo klesá len ojedinele. Na objeme sa zúčastňujú dva druhy amfibolu, ktoré sa odlišujú farbou, pleochroizmom a habitom. Amfibol I ($2 V_\alpha - 66^\circ$, $\gamma/c = 24^\circ$) je obyčajným amfibolom. Je hnedý až zelenohnedý a má krátkostĺpcokovitý habitus. Amfibol II ($2 V_\alpha - 76^\circ$, $\gamma/c = 17^\circ$) aktinolit-

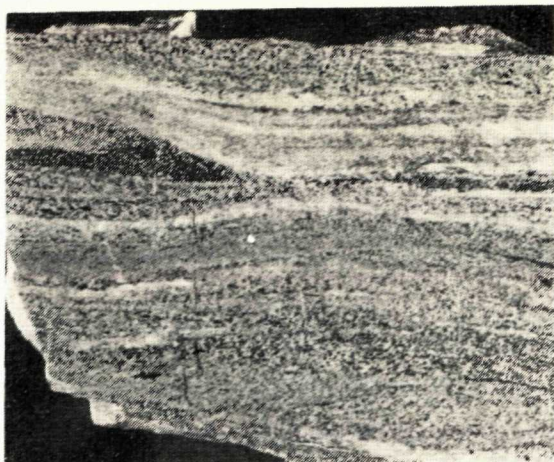


Foto 1. Leukokratický amfibolit nevýrazne páskovanej textúry odrážajúcej odlišné zloženie pôvodnej horniny. Lok. Klátov, vzorka B-426, zmenšené 1,6×

Photo 1. Leucocratic amphibolite of weakly pronounced laminated structure reflecting different compositional layers of original rock, Klátov locality

Modálne zloženie amfibolitov

Tab. 1

	1*	2*	3	4	5	6*	7	8*	9*
amfibol	23,8	41,3	46,0	47,8	49,7	51,9	61,0	62,4	68,0
plagioklas	63,0	50,5	20,1	45,9	29,3	24,8	19,6	36,2	28,2
epidot	13,2	6,6	24,1	+	20,4	18,7	18,6	1,1	2,9
chlorit**	+	1,1	6,0	4,2	0,6	0,3	—	0,2	+
titanit	+	+	3,8	+	+	3,7	0,5	0,1	0,8
apatit				0,3		0,6	0,1		+
rud. minerály	+	+	+	1,8	+	+	0,2	+	0,1

* z uvedených vzoriek sú aj chemické analýzy (tab. 3)

** produkt hydrotermálnej premeny amfibolu

Lokalizácia a opis vzoriek

3 — Hydrotermálne chloritizovaný epidotický amfibolit. X-21, Košické Hámre

4 — Hydrotermálne chloritizovaný amfibolit. B-8, Košická Belá

5 — Epidotický amfibolit. B-42a, Vyšný Klátov.

7 — Epidotický amfibolit. B-81, Malá Ida.

1, 2, 6, 8, 9 — lokalizácia a opis vzoriek je v tab. 3

vého typu je svetlomodrozelený až svetlozelený a prevažne dlhostĺpčekovitý. Amfibol II je zreteľne mladší a vznikol najpravdepodobnejšie v období alpínskeho orogénu rekryštalizáciou nerovnovážneho staršieho amfibolu I. Amfibol II sme spozorovali aj vo forme výplne drobných ovoidálnych útvarov vystupujúcich v amfibolitoch ako agregát vzájomne sa prerastajúcich stĺpčekov. Zistili sme aj prípady dorastania amfibolu II na amfibol I, s výrazne ostrou hranicou medzi obidvoma generáciami.

Amfibol veľmi často podlieha čiastočnej chloritizácii a v mnohých prípadoch sme spozorovali jeho zatláčanie epidotom.

Plagioklas je jediný svetlý minerál amfibolitov a je prítomný v množstve od 19,6 do 63,0 obj. % (tab. 1). Od množstva plagioklasu závisí aj farba a textúra amfibolitu. Pri vyššom obsahu nadobúdajú amfibolity škvrnitú až očkatú textúru. Plagioklas je v prevažnej väčšine hydrotermálne premenený až argilitizovaný. Je zakalený, iba ojedinele číry. Pri miernej premene v ňom vzniká mladší klinozoisit, ktorý má tvar nepravidelných zŕn, zoskupujúcich sa najčastejšie do zrnitých agregátov.

Polysyntetické alebo jednoduché zrasty sme pri plagioklasoch nespozorovali, preto o ich bazicite usudzujeme iba podľa ich koexistencie s epidotom. Táto asociácia je charakteristická pre faciú epidotických amfibolitov. Je v nej plagioklas s An_{10-30} .

Epidot je častým minerálom bádaných amfibolitov. Vyskytuje sa v týchto formách: a) v symplektických zrastoch s plagioklasom, b) v alotriomorfných zrnách (do 0,4–0,6 mm) intenzívne zatláčajúcich tabuľkovitý amfibol I, c) v monominerálnych mikrožilkách a makrožilkách v mocnosti do 2–3 cm. Epidot formy b a c je hydrotermálny.

V akcesorickom množstve sa v amfibolitoch vyskytuje titanit, rudné minerály (chalkopyrit, ilmenit, pyrit) a apatit. Popri epidote monominerálne žilky a hniezda často tvorí aj apatit. Túto neskorú, pravdepodobne pneumatolyticko-hydrotermálnu minerálnu asociáciu, charakteristickú žilkovitou formou, dopĺňa kremeň, albit, chlorit, turmalín, epidot, kalcit.

Biotitické, biotiticko-amfibolické a amfibolicko-biotiticko-plagioklasové pararuly

Plagioklasové ruly sú makroskopicky sivé až sivozelené, jemnozrnné až strednozrnné, nevýrazne bridličnaté, prípadne všesmerne zrnité horniny (v poslednom prípade majú vzhľad plutonických hornín). Vyznačujú sa svetlými okami z bieleho plagioklasu tabuľkovitého alebo oválneho habitu.

Na minerálnom zložení rúl sa zúčastňuje hlavne plagioklas, kremeň, biotit a amfibol, v akcesorickom množstve titanit, apatit, zirkón a rudné minerály. Mladšie minerály asi predstavujú produkty hydrotermálnej premeny, ako je sericit, muskovit, klinozoisit (po plagioklase), chlorit (po biotite a amfibole). Epidot a karbonát vytvárajú v hornine žilky.

Modálne zloženie rúl (tab. 2) nereprezentuje celú šírku existujúcich variet týchto hornín. Najmä obsah amfibolu a kremeňa varíruje v oveľa širšom rozmedzí.

Plagioklas je vždy dominujúcim minerálom. Je tabuľkovitý alebo pri intenzívnom tektonickom prepracovaní rúl v dôsledku kataklázy oválny. Je veľký maximálne 7–8 mm, ale zvyčajne iba 1–3 mm. V hornine je rozmiestnený pomerne pravidelne. Podobne ako v amfibolitoch je plagioklas veľmi silne hydrotermálne premenený (za vzniku sericitu a muskovitu) alebo silne zakalený submikroskopickou hmotou.

Amfibol ($\gamma/c = 21-24^\circ$) je krátkostĺpčekovitý, hnedozelený až hnedý. Patrí do skupiny obyčajného amfibolu. Vo všesmerne zrnitých varietách sú stĺpčky amfibolu veľké 4–8 mm, v usmernených len 2–3 mm.

Biotit tvorí lupene zvyčajne veľké od 0,2–0,5 mm, maximálne až 1 mm. Je zelenohnedý až tmavohnedý a výrazne pleochronický ($\alpha =$ svetlohnedý,

γ = tmavohnedý). Väčšinou sa združuje do agregátov tvorených subparalelne orientovanými lupeňmi, v ktorých asociuje s kremeňom. V masívnych typoch rúl je orientovaný všesmerne.

Biotit a amfibol sa takmer úplne premenili na chlorit.

Kremeň tvorí alotriomorfné undulózne zhášajúce zrná veľké do 0,5 mm, ktoré sú v hornine rozmiestnené nerovnomerne, zvyčajne koncentrované vo viac-menej súvislých a nepravidelných zhlukoch alebo pretiahnutých aj žilkovitých útvaroch mozaikovej štruktúry.

Z akcesórií je pre ruly charakteristická stála prítomnosť titanitu, apatitu, zirkónu a rudných minerálov, najmä pyritu.

Modálne zloženie rúl

Tab. 2

	1*	2*	3*	4*
plagioklas	42,9	43,1	47,1	50,6
kremeň	25,1	25,5	15,1	16,3
biotit	15,8	+	17,2	12,6
amfibol	12,8	+	15,4	16,1
chlorit**	+	25,5	+	+
titanit	0,3	2,5	+	2,5
rud. minerály	2,8	3,1	3,3	1,5
ostatné	0,3	0,3	1,9	0,4

* vzorky sa aj chemicky analyzovali (tab. 3)

** produkt premeny biotitu a amfibolu

4 — Biotiticko-amfibolická plagioklasová rula. R-VK-4b, Vyšný Klátov
Čísla 1, 2, 3 zodpovedajú vzorkám opísaných pri tab. 3 pod číslom 7, 8, 9.

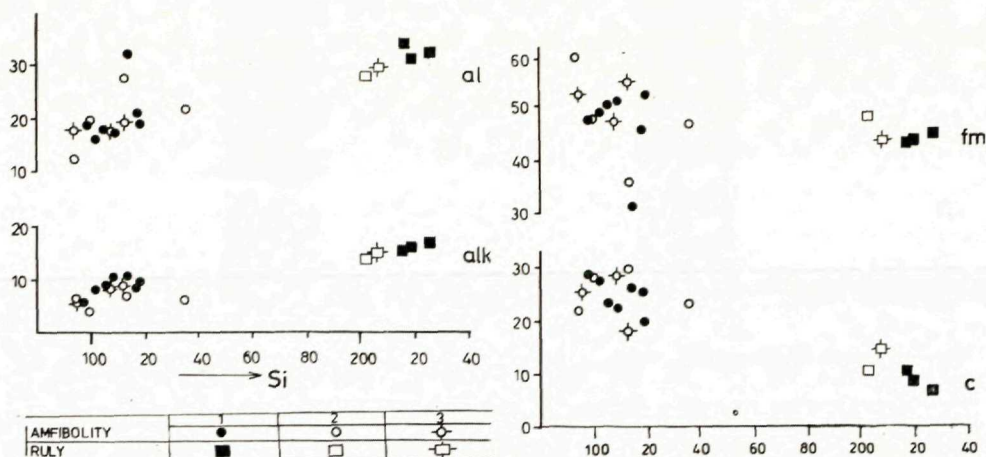
Petrochemická povaha amfibolitov a rúl

Súčasťou nášho výskumu bola aj chemická analýza amfibolitov a rúl. Ich chemické zloženie s Niggliho hodnotami je v tab. 3.

Nové chemické analýzy amfibolitov reprezentujú všetky zistené textúrne variety. Analýza 2 (tab. 3) charakterizuje najrozšírenejšiu variety tohto komplexu.

Z diferenciačného Niggliho diagramu (obr. 3), vyjadrujúceho hodnoty al , fm , alk , c v závislosti od si , vychodí nízka diferencovanosť metabazitov. Projekčné body amfibolitov a rúl vytvárajú v diagrame samostatné polia, čo je dôkaz ich genetickej samostatnosti. Rezultuje to aj z trojuholníkového diagramu $MgO-CaO-FeO$, v ktorom sú projekčné body rúl rozptýlené mimo poľa vyvrenín. Neeruptívny pôvod dokumentuje aj Niggliho diagram hodnôt $c-mg$ (obr. 4). Je pozoruhodné, že projekčné body v diagramoch pomeru celkového Fe ako FeO a hodnôt celkového FeO/MgO (obr. 6) i pomeru TiO_2 a hodnôt celkového FeO/MgO poukazujú na to, že ide o výrazne tholeiitickú magmatickú sériu.

	B-37	SGR-V-9 9,4 m	B-42b	B-48	SGR-V-9 42,5 m	B-32	SGR-V-9 34,0 m	SGR-V-9 60,5 m	B-26a			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	45,41	46,22	47,36	48,50	48,88	50,94	60,13	60,82	61,06	60,86	59,63	40,65
TiO ₂	1,63	2,31	0,34	0,79	2,24	0,57	0,97	1,04	0,93	1,05	0,97	1,03
Al ₂ O ₃	14,32	12,51	22,62	14,04	13,24	15,71	14,40	14,68	14,77	13,24	14,87	11,42
Fe ₂ O ₃	5,90	5,06	2,56	3,50	2,86	1,76	2,92	2,39	2,33	2,87	1,94	4,48
FeO	7,04	9,04	3,95	6,90	9,90	4,67	4,96	4,92	4,60	6,76	6,54	2,44
MnO	0,18	0,22	0,10	0,15	0,21	0,10	0,13	0,08	0,10	0,14	0,17	0,15
MgO	7,80	7,10	5,00	9,75	7,40	9,74	3,80	4,20	4,25	3,77	3,86	4,05
CaO	12,42	11,55	10,16	9,93	7,52	10,16	2,71	2,23	1,80	2,80	2,98	23,14
Na ₂ O	2,44	3,40	3,68	3,60	3,76	3,20	2,98	3,24	3,24	2,68	3,37	3,24
K ₂ O	0,36	0,44	1,24	0,74	0,46	0,64	2,60	2,52	2,16	1,84	1,88	0,22
P ₂ O ₅	0,17	0,19	0,05	0,06	0,20	0,18	0,20	0,15	0,23	0,49	0,19	0,18
sirn. S	st.	st.	st.	st.	0,32	st.	0,86	0,81	0,63	1,15	—	0,02
H ₂ O ⁺	0,22	0,21	0,23	0,10	0,32	0,18	0,65	0,22	0,95	1,43	3,23	0,16
H ₂ O ⁻	0,54	0,34	0,49	0,53	0,38	0,65	0,45	0,48	0,48	0,22	0,02	0,70
str. pál.	1,90	1,44	2,87	1,82	2,72	1,81	3,10	3,46	3,21	CO ₂	—	8,72
										1,11		
Suma	100,33	100,03	100,65	100,41	100,09	100,31	100,05	100,43	100,11	100,41	99,70	100,58
(ppm)												
Ni	140	127	115	216	102	229	115	102	127	—	—	—
Co	64	76	26	64	64	38	26	26	13	—	—	—
Cr	351	205	190	453	161	10023	190	132	205	—	—	—
V	320	220	170	230	300	140	90	120	170	—	—	—
Niggliho hodnoty												
Q	24,63	22,95	29,45	24,26	27,30	29,35	44,82	44,78	46,30	44,6	44,31	
L	31,79	31,48	49,77	34,24	33,95	35,56	34,51	33,95	31,30	32,7	35,35	
M	43,58	45,58	20,78	41,50	38,75	35,08	20,67	21,27	22,40	22,7	20,32	
si	98,13	102,13	114,57	105,92	118,52	117,42	215,43	217,85	225,52	201,7	206,42	
al	18,23	16,29	32,25	18,06	18,91	21,34	30,37	30,98	32,14	27,8	29,91	
fm	47,42	48,70	30,89	50,06	52,01	45,50	42,97	43,54	44,06	48,2	43,90	
c	28,74	27,21	26,32	23,22	19,53	25,08	10,39	8,52	7,12	10,2	10,01	
alk	5,60	7,86	10,54	8,65	9,54	8,09	16,27	16,96	16,68	13,4	15,25	
k	0,09	0,08	0,18	0,12	0,07	0,12	0,36	0,34	0,30	0,42	0,26	
mg	0,53	0,48	0,58	0,63	0,51	0,47	0,74	0,51	0,53	0,40	0,45	



Obr. 3. Niggliho variačný diagram hodnôt *alk*, *al*, *c*, *fm* v závislosti od *si* (1 — Klátov, 2 — Dobšiná, 3 — Rudňany)

Fig. 3. Niggli's variation plot. (1 Klátov locality, 2 — Dobšiná, 3 — Rudňany areal)

Opis a lokalizácia analyzovaných vzoriek

1 — Amfibolit. Zreteľne bridličnatá a nevýrazne škvrnitá textúra. Granonematoblastická štruktúra. Zloženie: plan. anal. 1, tab. 1. Lok. Vyšný Klátov (B-37).

2 — Epidotický amfibolit. Homogénna, nezreteľne bridličnatá textúra. Zloženie: plan. anal. 2, tab. 1. Lok. Košická Belá, vrt SGR-V-9 (9,4 m).

3 — Epidotický amfibolit. Nevýrazne páskovaná a nezreteľne bridličnatá textúra. Nematogranoblastická štruktúra. Zloženie: plan. anal. 3, tab. 1. Lok. Vyšný Klátov (B-42b).

4 — Amfibolit. Škvrnitá a nezreteľne bridličnatá textúra. Granonematoblastická štruktúra. Zloženie: plan. anal. 4, tab. 1. Lok. Bukovec (B-48).

5 — Amfibolit. Homogénna a nevýrazne bridličnatá textúra. Granonematoblastická štruktúra. Zloženie: obyčajný amfibol > plagioklas; akcesorický titanit a rudné minerály. Lok. Košická Belá, vrt SGR-V-9 (42,5 m).

6 — Epidotický amfibolit. Okatá a nezreteľne bridličnatá textúra. Porfyroblastická a nematogranoblastická štruktúra. Zloženie: plan. anal. 6, tab. 1. Lok. Košická Belá (B-32).

7 — Hydrotermálne chloritizovaná amfibolicko-biotitická plagioklasová rula. Okatá a nevýrazne bridličnatá textúra. Porfyroblastická a lepidogranoblastická štruktúra. Zloženie: plan. anal. 1, tab. 2. Lok. Košická Belá, vrt SGR-V-9 (84 m).

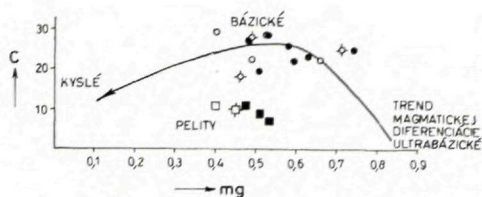
8 — Detto ako vzorka 7. Zloženie: plan. anal. 2, tab. 2. Lok. Košická Belá, vrt SGR-V-9 (60,5 m).

9 — Hydrotermálne chloritizovaná amfibolicko-biotitická rula. Výrazne očkátá a nezreteľne bridličnatá textúra. Porfyroblastická štruktúra. Zloženie: plan. anal. 3, tab. 2. Lok. Košická Belá (B-26a).

10 — Biotitická plagioklasová rula. Výrazne bridličnatá, páskovaná až očkátá textúra. Lok. Dobšiná (in L. Rozložník 1965).

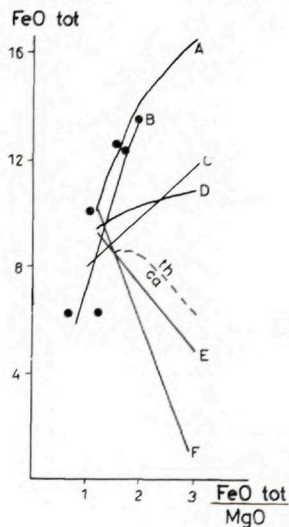
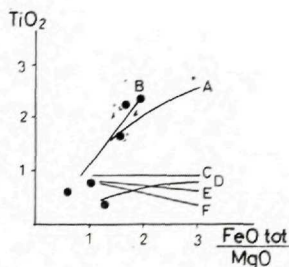
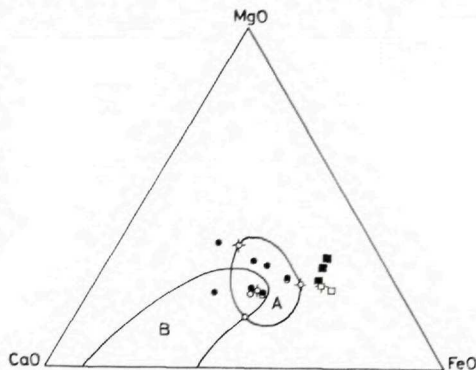
11 — Okatá granatiko-biotitická pararula. Okatá textúra. Lok. Rudňany (in D. Hovorka 1977).

12 — Kryštálický vápenec (s hojnou pyroklastickou prímiesou). Masívna, jemnokryštálická textúra. Nematogranoblastická a porfyroblastická štruktúra. Zloženie: kalcit > tremolit — plagioklas — zoisit — titanit — dolomit — mikroklin — pyrit. Lok. Košická Belá, vrt SGR-V-9 (24,7 m).



Obr. 5. Diagram váh. $\%$ MgO—CaO—FeO (ako Σ Fe). A — pole vyvretých hornín; B — pole sedimentárnych hornín (podľa K. R. Walkera et al. 1960) (Vysvetlivky ako na obr. 3)
Fig. 5. The MgO—CaO—FeO (as Fe) plot in weight $\%$. A — eruptives, B — sediments (after K. R. Walker et al. 1960). Explanations as in fig. 3

Obr. 4. Niggliho diagram hodnôt $c - mg$ (upravený podľa B. E. Leaka 1964) (Vysvetlivky ako na obr. 3)
Fig. 4. Niggli's diagramatic plot of $c - mg$ values modified after B. E. Leake (1964). Explanations as in fig. 3



Obr. 6. Diagramy variácie obsahu FeO tot. a TiO_2 vo vzťahu k pomeru MgO/FeO tot. používané ako indikátory frakcionácie (A. Miyashiro 1973)

V diagramoch sú vývojové trendy: A — tavenina skaergaardskej intrúzie, B — tholeiity stredooceánskych chrbtov, C, D — tholeiity ostrovných oblúkov, E, F — alkalicko-vápenaté bazaltové série
Čiarkovane je vyznačená hranica medzi tholeiitickými a alkalicko-vápenatými sériami

Fig. 6. Variations of tot. FeO and TiO_2 vs. MgO/tot. FeO ratio used as indicative for fractionation (A. Miyashiro 1973). Evolutive trends: A — Skaergaard, B — tholeiite of mid-oceanic ridges, C, D — tholeiite of island arcs, E, F — calc-alkaline basaltic series. The dotted line represents limit between the tholeiitic and calc-alkaline suite

Serpentinity

V komplexe amfibolitov a rúl sú pri Vyšnom Klátove a Bukovci dve telesá serpentinitov. Okolnými horninami serpentinitov sú chloritické, mastencové a albitické bridlice a amfibolit, ktoré okolo telies tvoria lemy mocné až niekoľko desiatok metrov. Prevládajúcim minerálom serpentinitov je antigorit. Sú to prvé výskyty ultrabázik v staršom paleozoiku Spišsko-gemerského rudohoria. Pretože serpentinity spracujeme podrobne osobitne, tu sa nimi bližšie nezaobráame.

Kryštalické vápence s pyroklastickou prímесou

Kryštalické vápence sa medzi amfibolitmi zistili na viacerých miestach (napr. vo vrte SGR-V-9, SGR-V-11, KV-2, v lome v Nižnom Klátove, JZ od Košickej Belej a i.). Ich mocnosť sa spravidla pohybuje v cm až m. Zistený styk s amfibolitmi je ostrý, pričom hraničná plocha má s vrstvomou bridličnosťou amfibolitov súhlasný priebeh.

Vápence sú svetlosivé až svetlosivozelené jemnokryštalické a masívne horniny. Možno v nich vždy pozorovať drobnozrnnú a pomerne pestrú minerálnu asociáciu, viac-menej pravidelne rozmiestnenú, ktorá vznikla pravdepodobne na úkor pôvodnej jemnej pyroklastickej prímесi. V kryštalických vápencoch sú miestami fragmenty amfibolitov v mm až dm rozmeroch.

Pestrá minerálna asociácia (plagioklas—amfibol—epidot—titanit—apatit—pyrit—chlorit) charakterizuje aj okolné amfibolity a najpravdepodobnejšie predstavuje pôvodnú pyroklastickú prímес vo vápnitom sedimente. Na rozdiel od amfibolitov je amfibol v kryštalických vápencoch oveľa častejšie dlhostĺpčekovitý, nepleochronický, svetlozelenkastý a chemickým zložením veľmi blízky tremolitu. Karbonátová hmota je rovnomerne zrnitá (okolo 0.1 mm) a má viac-menej zjavné náznaky usmernenia. Štruktúra je nematogranoblastická, granoblastická.

Chemické zloženie kryštalických vápencov reprezentuje analýza 10 v tab. 3. Ale v tomto prípade ide o vápenec veľmi „znečistený“ pyroklastickou prímесou.

Polohy kryštalického vápenca (v mocnosti do 1—2 m) v amfibolitoch rakoveckej série z okolia Dobšinej opísal aj L. Rozložník (1965). Aj tie obsahujú silikátovú prímес.

Silicity

V oblasti výskytu serpentinitov pri Klátove sa nachádzajú v malom množstve aj vložky (cm—dm) sivých až hnedočervených silicitov, ktoré obsahujú aj pyroklastickú prímес. Na ich spätosť s vulkanizmom poukazuje ich vystupovanie v prostredí vulkanických hornín a prítomnosť vulkanického materiálu v nich. Usudzovať možno aj na prítomnosť pôvodne rádiolaritového bahna. Na iných miestach rakoveckého príkrovu sa silicity vyskytujú častejšie, ako je to v klátovskej oblasti.



Foto 2. Poloha kryštalického vápenca s pyroklastickou prímiesou (uprostred) v amfibolite v súhlasnej pozícii s vrstovitostou. Vrt SGR-V-11, lok. Klátov, zmenšené 1,6X

Photo 2. Crystalline limestone layer with pyroclastic admixture (middle) in amphibolite, synformal with bedding. Borehole SGR-V-11, Klátov locality

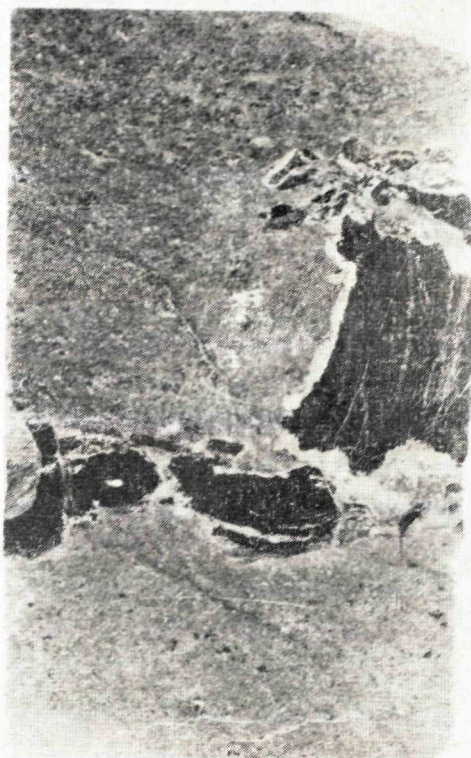


Foto 3. Fragmentsy epidotického amfibolitu v kryštalickom vápenci s pyroklastickou prímiesou. Vrt KV-2, lok. Klátov, zmenšené 1,6X

Photo 3. Fragments of epidote amphibolite in crystalline limestone containing pyroclastic admixture. Borehole KV-2, Klátov locality

Výsledky štúdia

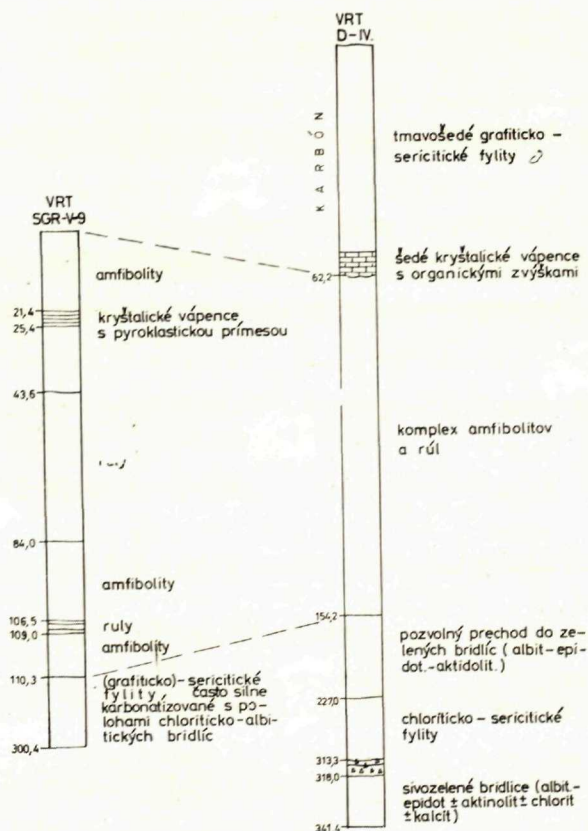
Z petrografického a petrochemického štúdia je evidentné, že tzv. klátovské intruzívne teleso (L. Kamenický 1975, M. Maheľ 1978) je v skutočnosti súborom metamorfitov vzniknúcich z pôvodných vulkanicko-sedimentárnych hornín diabázovej magmy s polohami karbonátov a klastických sedimentov drobového charakteru. V podmienkach fácie epidotických amfibolitov sa tieto horniny zmenili na amfibolitovo-rulový komplex s polohami mramoru, zatiaľ čo okolné fylitické komplexy predstavujú chloriticko-albitické, zriedka aktinoliticko-epidoticko-albitické fylity a kvarciticko-sericitické karbo-

natizované fylity. Časť rúl pod vplyvom intenzívnejšej alkalickéj metasomatózy svojím charakterom pripomína masívnejšie plutonické horniny.

Ako výsledok primárneho striedania sa kyslejších a klastických polôh (droby, psamity) s diabázovými horninami nastalo pri selektívnej alkalickéj metasomatóze možno až počiatočné štádium neosómu. Aj keď ešte nemožno tvrdiť, že ide o skutočné migmatity, naše pozorovania upozorňujú na možnosť existencie migmatitovej zóny a hlbšie aj na prítomnosť anatektických magmatitov.

Význam amfibolitov, serpentinitov a rúl pre poznanie geotektonického vývoja staršieho paleozoika

Petrochemická povaha amfibolitov a rúl (obr. 4—6) naznačuje, že východiskové horniny amfibolitov zodpovedajú strednému štádiu diferenciácie tholeiitickej magmy. Chemický charakter a minerálne zloženie svedčia o vzniku zo sedimentárnych hornín. Nie sú teda diferenciálnym produktom magmy, ako to predpokladal L. Kamenický — M. Marková (1957). Z diagramov ďalej vychodí, že bazity zodpovedajú horninám oceanických asociácií (obr. 6), čo umožňuje posudzovať paleotektonické pozadie, ktoré panovalo pri vzniku



Obr. 7. Korelácia amfibolito-vo-rulového komplexu pri Klátove (vrt SGR-V-9, P. Grečula et al. 1977) a pri Dobšinej (vrt D-IV, O. Rozložník 1970)

Fig. 7. Correlation of amphibolite-paragneiss rock assemblage, Klátov area (borehole SGR-V-9, P. Grečula et al. 1977) with the similar unit in Dobšiná area (borehole D-IV, O. Rozložník 1970)

bázických vulkanitov rakoveckého príkrovu, a tým aj formovanie sedimentačného priestoru v staršom paleozoiku tejto oblasti.

Na datovanie počiatku vývoja sedimentačného priestoru paleozoika nie sú dostačujúce podklady. Radiometrické veky (N. P. Semenko et al. 1977) z hornín, ktoré poskytovali detritický materiál pre spodné časti sedimentárnych súvrství, poukazujú na to, že sedimentačný priestor paleozoika gemeríd má nižší vek ako 645 mil. rokov. Najstaršie Pb/U veky z kremenitých porfýrov gelnického príkrovu sú 420 mil. rokov a z palinologických bádání vychodí najčastejšie ako najstarší vek sedimentov silúr (O. Čorná et al. 1976). Tieto údaje limitujú počiatok sedimentačnej panvy do obdobia kambrium—silúr, ale vzhľadom na litologickú náplň a jej charakter bolo iniciálne štádium tvorby „geosynklinály“ pravdepodobne v ordoviku až v silúre. Dilatácia bajkalskej kontinentálnej kôry a horizontálne litosferické pohyby blokov podmienili vznik depresii a formovanie sa staropaleozoickej priehlbne a riftu s následne sa formujúcou oceanickou kôrou. V tejto priehlbni vznikali sedimenty dnešného fylitovo-diabázového vývoja staršieho paleozoika, pričom o ukončení tohto geotektonického cyklu variským vrásnením doteraz niet dostačujúcich údajov. Rift možno pretrval aj v mladšom paleozoiku (spodný karbón). Poukazuje na to prítomnosť bázických a čiastočne aj ultrabázických hornín v oblasti Rudnianskej a inde na externom okraji Spišsko-gemerského rudohoria (P. Grecula 1973, L. Kamenický 1975). Od centra priehlbne po okraj kontinentu sa v staršom paleozoiku s pokračujúcim vývojom oceanickej kôry vytvorila panva s mohutným flyšoidným a flyšoidno-vulkanickým materiálom (fylitovo-porfýroidový vývoj gelnického príkrovu). Mnohé črty v západokarpatskom kryštaliniku svedčia o tom, že sa už v karbone začala kompresia tejto staropaleozoickej geosynklinály, a tým aj počiatok subdukovania oceanickej kôry, s čím je spätý vznik vulkanitov ostrovného oblúka v mladšom paleozoiku. Stláčaniu geosynklinály a pokračujúcej subdukcie by mohli zodpovedať aj prvé variské deformácie a metamorfóza staršieho paleozoika (sudetská fáza?), a najmä orogénne prejavy s vápenato-alkalickým vulkanizmom a plutonizmom (stredno-permské gemeridné granity a ryolity).

Z uvedeného je zrejmé, že fylitovo-diabázový vývoj staršieho paleozoika gemeríd bol vyvolaný vývojom riftového systému a predstavuje vulkanity oceanickej paleotektonickej oblasti. Pre takéto prostredie sú charakteristické aj sprievodné jemné sedimenty — pelity a silicity. Mocné súvrstvie (200—600 m) jemnozrnných metapelitov zodpovedá vzniku v hlbších, žľabovitých častiach panvy v okolí riftu. Bázická pyroklastická prímes v metapelitoch poukazuje na ich blízky priestorový vzťah, prekrývanie vulkanizmu a sedimentácie. Pre oceanické vulkanity je charakteristická aj prítomnosť vankúšovitých láv (submarinný vulkanizmus) a diferenciácia v smere spilitovo-keratofýrového trendu (Š. Bajanič 1976).

Výskyt telies serpentinitov v asociácii s amfibolitmi v oblasti Klátova a Bukovca (tektonické vklínenie) signalizuje aj prítomnosť ďalšieho člena oceanickej kôry — ultrabázik. Ak pripustíme, že aj bázické a ultrabázické intruzívne telesá v paleozoiku pozdĺž rožňavskej zóny diskontinuity patria medzi horniny fylitovo-diabázového vývoja staršieho paleozoika (P. Grecula 1973), potom celý súbor hornín zodpovedá ofiolitovej suíte oceanického riftu. Tá pri interakcii litosferických platní ešte vo variskom období čiastočne subdukovala, ale

vo forme alpínskeho príkrovu sa spolu s ostatnými produktmi geosynklinálneho vývoja aj presunula na okraj severoeurópskeho kontinentu. Z dnešných priestorových vzťahov členov ofiolitovej suity je zrejmé, že pri paleoalpínskej obdukcií boli veľmi deformované, roztrhané. Preto dnes rakovecký príkrov predstavuje melanž ofiolitovej suity, ktorej časť je známa na povrchu a časť je indikovaná geofyzikálne pod gelnickým príkrovom, resp. v zóne štruktúrnej melanže v rábsko-rožňavskom pásme diskontinuity.

Vek metamorfózy fácie epidotických amfibolitov

Tento problém sa doteraz najpodrobnejšie skúmal v oblasti Dobšinej (L. Rozložník 1965). Keďže amfibolity sú tu už vo forme obliakov, ktoré sa doteraz všeobecne pokladajú za vrchnokarbónske, uvažuje sa o predvrchnokarbónskej metamorfóze. Dôvody na podopretie takéhoto náhľadu sú aj z oblasti Rudnians (D. Hovorka et al. 1977). Pretože sme v študovanom území zlepenca nenašli, nezaujímame k problému stanovisko. Ale môžeme uviesť niekoľko pozorovaní a poznámok.

Horniny metamorfované v podmienkach fácie epidotických amfibolitov sú kompaktnéjšie ako okolné horniny s nižšou metamorfózou. Plochy bridličnatosti sú v nich sceľované novotvarmi minerálov (napr. amfibolom a biotitom). Lokálne obnovenie týchto plôch súvisí s tlakmi a deformáciami pri vzniku a transporte príkrovov, najpravdepodobnejšie v alpínskom období. Z toho vyplýva, že amfibolity sú mladšie ako plochy s_2 , ale staršie ako príkrovové vrásnenie.

Metamorfity fácie epidotických amfibolitov sa vyskytujú tak v staršom paleozoiku (Dobšiná, Nižný Klátov), ako aj vo vrchnom karbone (Rudňany), čo by poukazovalo na ich mladšiu metamorfózu. Najlepšie ich možno dávať do súvisu so vznikom granitov v permskom období (A. Kováč et al. 1979), ale obliaky amfibolitov by už potom nemohli byť v karbónskych zlepencoch, ak, pravda, nepripustíme možnosť rekryštalizácie obliakov diabázových hornín až v karbónskych zlepencoch.

Nové geochronologické údaje o jursko-kriedovej rekryštalizácii, metasomatóze a granitizácii (A. Kováč et al. 1979, B. Cambel et al. 1977) umožňujú predpokladať, že v uvedenom období nastala významná kompresia sedimentačných priestorov Západných Karpát pohybom litosferických blokov (I. Varga 1978), vsávanie geosynklinálnych výplní, výrazná zmena podmienok *pt*, a tým aj vznikli podmienky pre rôznorodé metamorfné fácie, resp. až pre vznik anatexie (P. Grecula 1973). Toto obdobie sa zdá byť obdobím vzniku amfibolitov a rúl aj v oblasti Klátova.

Doručené 4. 6. 1979

Odporučil J. Kamenický

LITERATÚRA

- Bajaník, Š. 1976: To petrogenesis of Devonian volcanic rocks of the Spišsko-germerské rudohorie Mts. (West Carpathian Mts.). Záp. Karpaty, ser. min. petrogr. geoch. ložiská, 2, s. 75—94.

- Cambel, B. — Bagdasarjan, G. P. — Agamaljan, V. A. — Veselský, J. — Gukasjan, R. Ch. — Čibuchčjan, E. O. 1977: Radiogeochronologija gorných porod i molodych naloženných procesov oblasti Malých Karpat. In: Opyt korrelacii magmatičeskich i metamorfičeskich porod. Moskva, Izd. Nauka, s. 199—208.
- Čorná, O. — Kamenický, L. 1976: Ein Beitrag zur Stratigraphie der Kristallinikums der Westkarpathen auf Grund der Palynologie. Geol. zbor., Geol. carpath., 27, S. 117—132.
- Grecula, P. 1965: Geologická stavba strednej časti gemeríd a jej vzťah k rudným ložiskám. [Kandidátska dizertačná práca.] Manuskript — Geol. prieskum Spišská Nová Ves. 211 s.
- Grecula, P. 1973: Domovská oblasť gemerika a jeho metalogenéza. Mineralia slov., 5, s. 221—245.
- Grecula, P. 1977: Geológia, tektonika a metalogenéza východnej časti SGR. [Záv. správa z úlohy SGR — východ.] Manuskript — Geol. prieskum Spišská Nová Ves.
- Grecula, P. — Varga, I. 1979: Variscan and Pre-Variscan events in the Western Carpathians represented along a geotraverse. Mineralia slov., 11, p. 289—297.
- Hovorka, D. 1977: Petrogenéza vybraných horninových komplexov v oblasti Rudnians. Manuskript — Železoručné bane Sp. N. Ves, 110 s.
- Kamenický, L. 1975: Rozmiestnenie a genéza mezo- a kenozoického magmatizmu v Západných Karpatoch. Mineralia slov., 7, s. 13—26.
- Kamenický, L. — Marková, M. 1957: Petrografické štúdie fylit-diabázovej série Gemeríd. Geol. práce, Spr. 5 (Bratislava), s. 109—185.
- Kováč, A. — Svingorová, Ľ. — Grecula, P. 1979: Nové údaje o veku gemeridných granitov. Mineralia slov., 11, s. 71—77.
- Leake, B. E. 1964: The chemical distinction between orto and para-amphibolites. J. Petrol., 5, p. 238—254.
- MaheI, M. 1978: Geotektonic position of magmatites in the Carpathians, Balkan and Dinarides. Záp. Karpaty, sér. geol., 4, 173 pp.
- Miyashiro, A. 1973: The Troodos ophiolitic complex was probably formed in a island arc. Earth Plan. Sci. Lett. (Amsterdam), 19, p. 218—224.
- Rozložník, L. 1965: Petrografia granitizovaných hornín rakoveckej série v okolí Dobšinej. Zbor. geol. vied, rad ZK, 4, s. 95—144.
- Rozložník, O. 1970: Záverečná správa Dobšiná VP, Fe—Cu, so stavom k 31. 3. 1970. Manuskript — Geol. prieskum Spišská Nová Ves. 146 s.
- Varga, I. 1978: Palealpine geodynamics of the Western Carpathians. Mineralia slov., 10, p. 385—441.
- Walker, K. R. — Gren, K. 1960: Metamorphic and Metasomatic Convergence of Basic igneous Rocks and Lime—Magnesian sediments of the Precambrian of North—Western Queensland. J. Geol. Soc. Australia, 6, p. 149—177.

An amphibolite-gneiss complex as part of ophiolite suite in the Rakovec nappe of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (Eastern Slovakia)

IVAN DIANIŠKA — PAVOL GRECULA

The composite Gemer nappe consists of two partial nappe structures of Alpine age, the lower Rakovec and the upper Gelnica nappes. The Rakovec nappe comprises huge masses of basic volcanites accompanied by pelites of

Devonian to Lower Carboniferous (?) age altered to diabase and phyllite of green-schist metamorphic grade. Upper portions of the Rakovec nappe comprise Carboniferous to Permian beds. Even higher metamorphosed rock units achieving the amphibolite facies occur in the Rakovec nappe. So it is near Dobšiná town (L. Rozložník 1965) and in eastern portions of the nappe near Klátov (W from Košice). The latter occurrence was subject to presented investigations. Formerly, these rocks were generally ascribed to intrusive gabbro and diorite bodies.

The position of amphibolite-gneiss complex

Rocks of amphibolite facies occur within the Early Paleozoic volcanogenous sequence (Devonian-Lower Carboniferous ?) occupying uppermost position in the local stratigraphical sequence. In lower parts, these rocks lie tectonically above underlying chlorite-sericite phyllite. Beds of graphite-sericite phyllite occur beneath the latter in lowermost stratigraphical position. This superposition is for the Rakovec nappe typical even in other parts of the mountains.

Petrography

Amphibolite

All amphibolite rock varieties are characterized by subparallel to parallel orientation of columnar amphibole, which, except for rare cases, overweights the amount of other minerals (40—60 vol. %). Two amphibole varieties occur within the rock. The first, short columnar variety of brown to greyish brown colour (amphibole I) has $2V = -66^\circ$ and $\gamma/c = 24^\circ$. It belongs to common hornblende group. The second variety (amphibole II) according to light blueish green colour, $2V = -76^\circ$ and $\gamma/c = 17^\circ$ is an actinolitic amphibole in long spicules and columns.

The sole light constituent of amphibolite is plagioclase in amounts varying between 19.6 — 63.0 vol. %. Epidote occurs in symplectitic intergrowths with plagioclase, in heteromorphic grains or in monomineral veins and veinlets. Accessories are titanite, ore (chalcopyrite, ilmenite and pyrite) and apatite. Apatite also forms monomineral veinlets and chambers in the rock. Quartz, albite, chlorite, tourmaline, epidote and calcite complete this late, probably hydrothermal association.

Modal compositions of amphibolite samples are in tab. 1, their chemical composition reveals tab. 3.

Biotite, biotite-amphibole and amphibole-biotite plagioclase bearing paragneiss

Mainly plagioclase, quartz, biotite and amphibole occurs in paragneiss rock varieties. Accessories are titanite, apatite, zircon and ore. Younger paragenesis of probably hydrothermal origin is represented by sericite, muscovite, clino-

zoisite (after plagioclase), chlorite (after biotite and amphibole). Epidote and carbonate form veinlets in the rock.

Modal and chemical composition of paragneiss varieties is given in tab. 2 and 3.

Petrochemistry of amphibolite and paragneiss

Main element geochemistry of amphibolite and paragneiss samples shows some peculiarities of the rock association.

All presented 6 whole rock analyses do not overlap all ascertained textural varieties within the amphibolite body. Sample No. 2 reveals the most common textural variety. According to Niggli's variation plot (fig. 3) a low differentiation span of metabasite rocks appears clearly. Amphibolite and paragneiss samples form separate fields proving genetical independence. The same picture appears from the $MgO-CaO-FeO$ triangular plot where projection points of paragneiss samples are placed outside of the eruptive field. Another as magmatic origin of paragneiss proves also the position of analysed samples in the Niggli's c-mg plot (fig. 4). Remarkably, in the in the $TiO_2 - tot. FeO$ or $tot. FeO - tot. FeO/MgO$ plots according to A. Miyashiro (1973), all basite samples fall into the tholeiitic magmatic field.

Serpentinite

Two bodies of serpentinite rock occur within the amphibolite — gneiss rock suite near Vyšný Klátov and Bukovec. Enclosing rocks of the serpentinite are represented by chlorite schist, talc schist and albite schist or by amphibolite, all composing envelope around the ultrabasite bodies up to some tens of metres. The main mineral of serpentinite is antigorite. These occurrences represent the first finding of serpentinite within the Early Paleozoic suite of the Spišsko-ge-merské rudohorie Mts.

Crystalline limestone

Crystalline limestone layers were ascertained in several parts among amphibolite. Their thickness varies from a few cm to m. The contact between limestone and amphibolite is everywhere sharp and runs along the bedding schistosity.

Crystalline limestone varieties have greenish colours, they are fine-grained massive rocks. A variegated fine-grained mineral association (plagioclase, amphibole, epidote, titanite, apatite, pyrite and chlorite) points to original volcanic admixture in the carbonaceous sediment being characteristic even for the surrounding amphibolite.

Silicite

Silicite rock of grey to greyish-black colour accompanies previous rock assemblages in small amounts as tectonic intercalations up to some dm thickness only. These contain volcanogenous admixture and have probably a volcano-sedimentary origin.

Significance of amphibolite-paragneiss complex for the geotectonic development during the Early Paleozoic

From petrography and petrochemistry of the rock association follows that the so called gabbro and gabbroamphibolite body near Klátov (J. Kamenický 1975, M. Maheľ 1978) in fact belongs to the volcanosedimentary sequence of Early Paleozoic age metamorphosed to amphibolite-facies rock assemblage.

Petrochemical pattern of amphibolite and paragneiss samples point to this volcanosedimentary origin. Basic eruptives correspond well to the middle stage of tholeiitic magma differentiation and are accompanied by paragneiss derived from sedimentary rocks of greywacke composition. Therefore the latter do not represent differentiation end members of magmatic origin. Diagramatic plots reveal also that the basite suite represents an oceanic association. Hence, it allows to assume the paleotectonic background governing their generation in Early Paleozoic time.

Insufficient data do not allow consider hitherto the beginning of the Early Paleozoic sedimentation. Radiometric ages (B. Cambel et al. 1977) of detrital zircon point to the generation of the sedimentary basin as late as 645 m. y. Oldest Pb/U ages of zircon from rhyolite in the Gelnica nappe point to 420 m. y. The most frequent oldest palynological assemblages have Silurian age (O. Čorná 1975). All these data limite the beginnings of sedimentation by the time-interval of Cambrian to Silurian, but, regarding the lithological nature of oldest known sediments, the probable initial stage of true "geosynclinal" development seems to be in the uppermost Ordovician or in Lower Silurian. Then, the dilatation of already existing continental crust caused by horizontal lithospheric movements led to the generation of a rift belt followed probably by the generation of the oceanic crust beneath the rising sedimentary basin. The Early Paleozoic of the Gemer nappe developed in this basin and the oceanic rift probably maintained up to the Lower Carboniferous time. We assume so from the presence of similar basic and partly even ultrabasic rock assemblages anywhere along the northern margin of the composite Gemer nappe (P. Grecula 1973, L. Kamenický 1975).

In the course of oceanic development in central portions of the sedimentary basin, a huge flyschoid to flyschoid-volcanogenous sequence developed towards the basal margin. However, many other signs in the West Carpathian crystalline point to the beginning compression in this Early Paleozoic geosyncline with commencing subduction of the formerly generated oceanic crust during the Carboniferous. The process may have led to the generation of island-arc type volcanites during the Late Paleozoic. The compression and continuing subduction may have resulted in Early Variscan deformations and metamorphism of the Early Paleozoic sequences, but mainly in orogenic manifestations accompanied by ca-alkaline volcanism and plutonism of Middle Permian age (granite and rhyolite of the Gemer nappe and elsewhere in Western Carpathians).

It follows from the previous that the basic volcanosedimentary sequence of Early Paleozoic age developed due to the birth of an oceanic rift system and volcanites testimony the oceanic environment being from petrochemical view-

point for such environment quite typical. The huge (200—600 m thickness) sequence of finegrained pelite reflects sedimentation in deeper trough-like basinal portions. The frequent basic pyroclast admixture in pelites points to close relation of volcanism and sedimentation. The presence of pillow-lava structures is a characteristic feature of oceanic volcanites, too. Such background seems to be proved even by spilite-keratophyric differentiation trend of basites in the Rakovec nappe (Š. Bajaník 1967).

A tectonic slice of serpentinite testimonies for another constituent of the dismembered ophiolite suite present in the Rakovec nappe. Supposing a Paleozoic age for basite and ultrabasite bodies along the Rába-Rožňava discontinuity belt, these belong also to the same suite (P. Grecula 1973) and the whole rock assemblage represents today strongly dismembered, however typical members of an Early Paleozoic ophiolite suite. Considerable part of it vanished yet in the Variscan time by subduction, but remnants of it, as an Alpine nappe, have been overthrust together with remaining constituents of oceanic sedimentation onto the North European continental margin during the Mesozoic and Cenozoic.

Recent spatial relations of single members composing this ophiolite suite reveal strong deformations and dismembering already in the Palealpine stage of obduction when they became deformed. Hence, the Rakovec nappe represents only a *mélange* of this ophiolite suite with partially known surficial members and considerable portions of it are only indicated by geophysical data beneath the Gelnica nappe or in the structural *mélange* along the Rába-Rožňava discontinuity belt.

The age of amphibolite facies metamorphism

Most detailed data for age relations of amphibolite are from Dobšiná area (L. Rozložník 1965). Here, amphibolite occurs already in pebbles of conglomerate assumed hitherto generally to have Upper Carboniferous age. Therefore an earlier Variscan metamorphic event seems to be plausible. Similar relations were reported from the Rudňany area on the northern side of the Gemer nappe (D. Hovorka et al. 1978).

Latest geochronological data on metamorphic events and plutonism during the Jurassic-Cretaceous boundary (Á. Kovách et al. 1979, B. Cambel et al. 1977) point to the possibility consider in this time-interval an important compressional event governed by lithospheric movements (I. Varga 1978). Subduction processes then deformed the earlier geosynclinal products, markedly changed *pT*-conditions in rock assemblages and resulted in generation of different metamorphic facies or even in anatexis (P. Grecula 1973). This time-interval seems to be the most acceptable even for the generation of amphibolite facies rock assemblage in the examined area.

Preložil I. Varga