

AKTUALITA

Rýdze železo z amfibolických hornín pri Liptovskej Lúžnej v západnej časti Nízkyh Tatier

JOZEF HATÁR, JOZEF KRISTÍN

Самородное железо в амфиболитовых породах в районе Липтовской Лужной западной части Низких Татьер

В амфиболитовых породах при Липтовской Лужной в Низких Татрах при изучении концентратов акцессорических минералов было установлено самородное железо. Его химический состав простой. Это чистое железо — феррит, с минимальным содержанием посторонних элементов. Возникновение этого железа связано с редукцией первичного магнетита действием газожидких флюидов. Породы при этом подвергались метаморфным процессам и позднее были частично нарушены действием интрузии гранитоидного плутона, который их захватывал.

Native iron from amphibole rocks near Liptovská Lúžna in western part of the Nízke Tatry Mts.

Native iron has been found in amphibole rocks near Liptovská Lúžna in the Nízke Tatry Mts. It has been found by the study of accessory mineral concentrates. Its composition is very simple. It is fine iron — ferrite with minimal contents of other elements. We connect its origin with the reduction of primary magnetite by the influence of gaseous-liquid fluids. The rocks were metamorphosed and later they were worked during the intrusion of a granitoid pluton, they were resorbed by it.

J. Koutek (1931) uvádza lokality kremenitého amfibolického dioritu, tvoriaceho menšie telesá v granodioritovo-granitovom plutóne Nízkyh Tatier. Považuje ich za diferenciáty vykryštalizované z bázičkej dioritovej a gabrovej magmy, odštiepenej z granodioritovej taveniny. D. Kubíny (1962) ich však považuje za produkty bazifikácie pôvodných hornín v spojitosti s procesmi alkalickéj metasomatózy granitoidného plutónu.

V okrajových častiach plutónu však vystupujú enklávy rúl (vrátane amfibolických), amfibolitov, amfibolických dioritov až gabrodioritov. Sú exogénneho pôvodu a ich materiál je podobný horninám metamorfovaného plášťa (Lukáčik, 1977). Pri štúdiu akcesoric-

kých minerálov sme v koncentráte z takýchto amfibolických hornín, vystupujúcich v okrajovej časti plutónu, tvoreného v tejto oblasti autometamorfovaným granitom, zistili rýdze železo (Határ, 1979). Lokalizácia odberu dvoch vzoriek je cca 1250 m SV od kostola v Liptovskej Lúžnej na pravom brehu Hladového potoka.

Charakteristika hornín

Makroskopicky sú horniny pomerne nehomogénne s ostrou hranicou alebo s postupnými prechodmi do okolitých granitoidov. Sú masívne, stredné až hrubozrnné. Tvorí ich tmavozelený vápenatý Mg-obyčajný amfibol

(podľa klasifikácie Leak, 1978). Prítomný je aj biotit (zatlačajúci amfibol), plagioklas, zriedkavejšie K-živce a v menšej miere kremeň. Z akcesorických minerálov je najhojnejší titanit, apatit, zirkón, allanit, epidot, rutil, baryt, ojedinele pyrotín a veľmi zriedkavo drobné zrná magnetitu. Rýdže železo sme zistili v bázeickejšej jemnozrnnnejšej variete (vz. NT-1). Kyslejšia hrubozrnnnejšia varieta je výraznejšie postihnutá K-metasomatózou (vz. NT-2).

Charakteristika rýdžeho železa

Jeho prítomnosť sme zistili vo feromagnetickej frakcii koncentráte akcesorických minerálov zo vz. NT-1. Obsah v študovanej hornine sa pohybuje okolo 30 g/t. Priame vystupovanie vo výbrusoch alebo nábrusoch horniny sme nepozorovali. Vytvára charakteristické zaoblené, najčastejšie izometrické, menej nepravidelné zrná s veľkosťou do 1 až 2 mm. Povrch zŕn je väčšinou pórovitý s povlakom limonitu, ktorý vzniká oxidáciou železa. Po odstránení limonitu v zriedenej HCl má striebristú farbu s kovovým leskom (fototab. 1). Detailný záber na obr. 1212 dokumentuje proces jeho oxidácie. Nerozložené rýdže železo vytvára miestami kostrovité útvary s náznakmi kubických tvarov súvisiacich zrejme s jeho kryštálovou štruktúrou. Mechanizmus oxidácie lepšie dokumentuje fototab. 2. Predstavuje kompozície rôznych typov zŕn rýdžeho železa, resp. rôzny stupeň ich oxidácie od zrna homogénneho s minimálnou oxidáciou až po značne oxidované a pórovité zrná. Na detaile (obr. 1224) vidieť počiatky oxidácie, pričom sa vytvára dutina vyplnená limonitom. Postupne dochádza k vyluhovaniu limonitu a k „zhubovateniu“ zrna rýdžeho železa, až k jeho úplnej deštrukcii. Prvé dve zrná na fototab. 2 sme podrobili analýze na rtg-mikroanalýzátore JCSA-733 f. JEOL v Centrálnom laboratóriu elektrónovej mikroanalýzy pri GÚDŠ. Metodicky sme vychádzali z poznatkov o analýze minerálov (Krištín et al., 1982, 1983). Na týchto obrázkoch sú vyznačené miesta analýz uvádzaných v tab. 1. Analýzy 1 až 3 predstavujú takmer čisté železo s minimálnym zastúpením vedľajších prvkov. Vzhľadom na jeho čistotu možno hovoriť o ferite. Analýzy 4 a 5 predstavujú produkt jeho oxidácie — limonit. V jednom zrne rýdžeho železa sme v jeho centrálnej časti zistili malý zvyšok magnetitu v zložení: Fe_2O_3 69,15 hmot. %, FeO 23,32 %, MnO 7,77 %, Cr_2O_3 0,35 %.

Kvantitatívne rtg-mikroanalýzy rýdžeho železa a produktu jeho oxidácie — limonitu
Quantitative X-ray microanalyses of native iron and limonite — product of its oxidation

Tab. 1

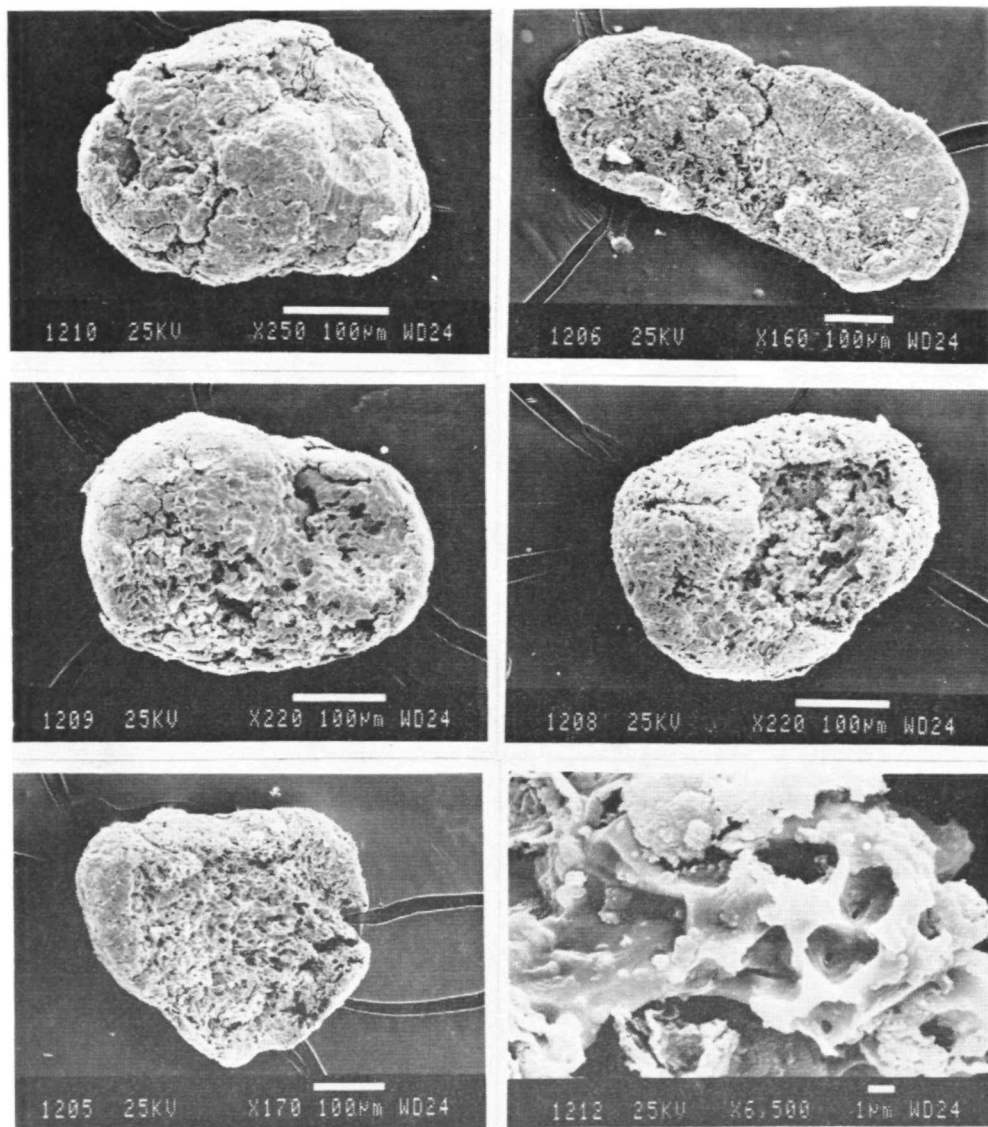
	1	2	3	4	5
Fe	99,79	99,72	99,43	63,71	62,84
Ni	0,15	0,15	0,03	0,11	0,01
Co	0,13	0,15	0,13	0,06	0,13
Cu	0,14	0,18	0,04	0,02	0,01
Mn	0,02	—	0,21	0,01	0,04
Cr	0,01	—	0,02	0,01	—
Ti	—	—	—	0,01	0,01
Si	—	—	—	0,02	0,34
suma	100,24	100,20	99,86	63,95	63,38

Poznámka: miesta analýz pozri fototab. 2, obr. 1225 a 1227

Genetické podmienky vzniku rýdžeho železa

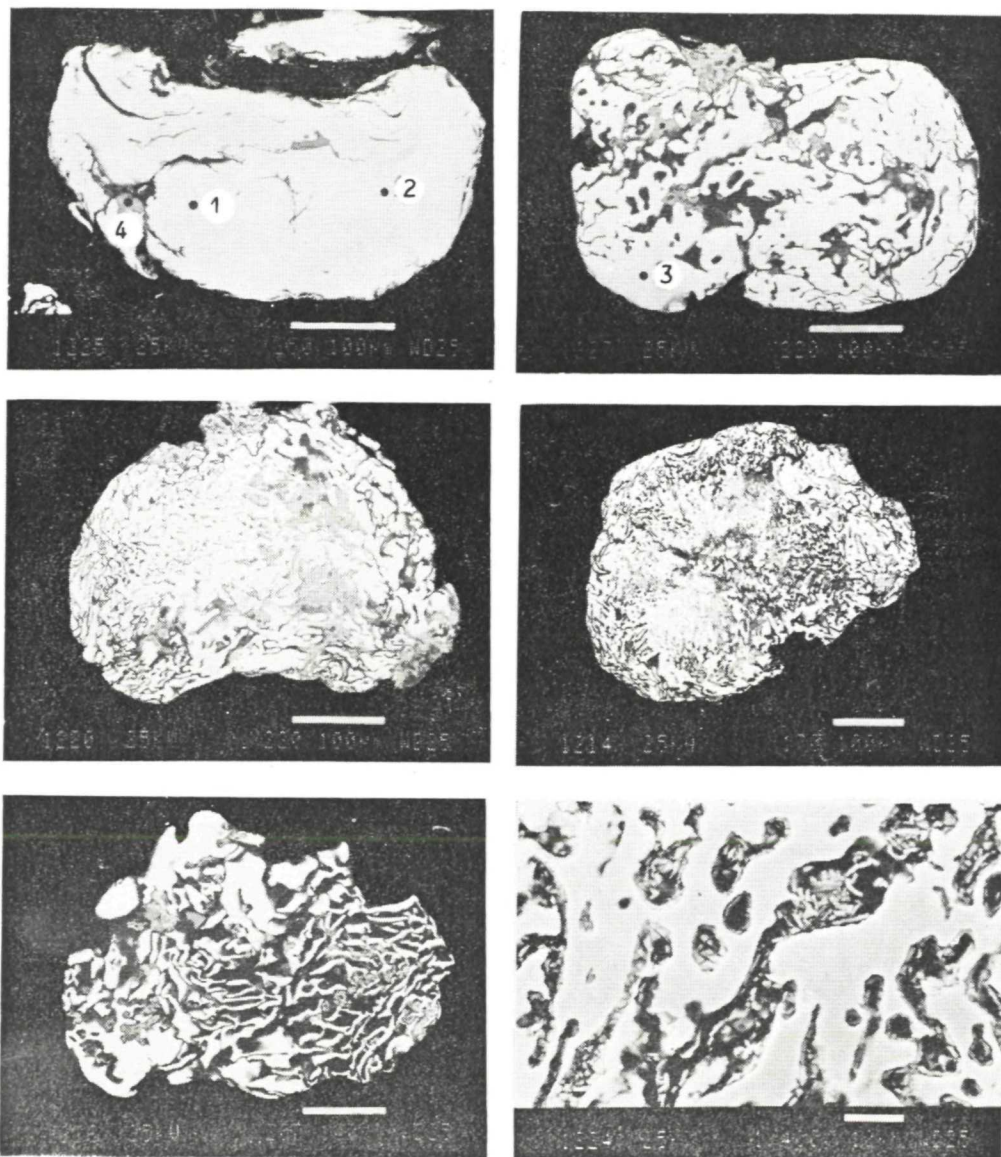
Rýdže železo sa v prírode vyskytuje zriedkavo vo väčších množstvách. Najrozšírenejší výskyt feritu je v bazaltových horninách, v ktorých vzácne vytvára až niekoľkokilogramové i väčšie zhľuky (Čuchrov, 1960). Najčastejšie sa však vyskytuje v podobe drobných vtŕsených zŕn (ako v našom prípade). Nachádza sa vo vyvrelých, metamorfovaných, ale i sedimentárnych horninách. Vzácne sa spomínajú výskyty rýdžeho železa v gabrodioritoch, trachytoch a tiež v kremenitých porfýroch, prípadne kremenitých dioritoch (Kostov, 1971).

M. A. Danilov a N. P. Juškin (1980) opisujú rýdže železo zo sklovitej lávy andezitovo-bazaltového zloženia, pričom ako dôvod vzniku feritu udávajú redukciu Fe kyslíčnikom uhličitým. M. I. Grudinín, A. P. Sekerín (1979) našli rýdže železo v serpentinizovaných ultrabazitoch, pričom podmienky jeho vzniku modelovali. Došli k záveru, že pôsobením vodných roztokov $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2 > 10$ dochádza k serpentinizácii ultrabazitov a vznikajú paragenézy serpentín + brucit + magnetit. Pri teplote 200 °C a tlaku $2 \cdot 10^8$ Pa sa objavuje po rozložení masťenca rýdže železo, ktoré po úplnej premene olivínu prechádza v magnetit. Pri zvýšení teploty do 400 °C sa



Fototab. 1. Rozličné tvary vyseparovaných zaoblených izometrických zŕn rýdžeho železa. Niektoré zrná, prípadne časti zŕn sú pórovité po vylúhovanom limonite, ktorý vzniká oxidáciou železa. Na detailnom zábere vytvára ešte nepremenené rýdže železo kostrovité úvary so zvyškami limonitu v dutinách

Phototab. 1. Various forms of separated rounded isometric grains of native iron. Some grains or parts of grains respectively are porous. The pores are from the leached limonite, which originate by the oxidation of iron. In the close-up there are skeletal forms of still unmetamorphosed pure iron with remains of limonite in cavities



Fototab. 2. Kompozície vyseparovaných a v nábruse naleštených zŕn rýdzeho železa. Zachytené sú rozličné stupne oxidácie zŕn rýdzeho železa, od homogénneho až po takmer úplne limonitizované zrno. Vo vnútorných častiach zŕn sa nachádza nevyluhovaný limonit (sivá fáza). Na detaile vidieť mechanizmus postupnej oxidácie. Na prvých dvoch obrázkoch sú vyznačené miesta analýz uvádzaných v tab. 1

Phototab. 2. Compositions of separated grains of native iron and grains in polished sections. Various degrees of the oxidation of pure iron grains, from the homogenous grain to the almost fully limonitised one, are recorded. There is unleached limonite in the inner parts of grains (the grey phase). A mechanism of the gradual oxidation is visible. Positions of the analyses mentioned in Tab. 1 are marked in two first pictures

rýdže železo v danej asociácii už nevyskytuje. Na Slovensku opisuje rýdže železo s obsahom niklu — awaruit J. Kantor (1955) zo serpentinizovaných ultrabázických hornín Spišsko-gemerského rudohoria.

V našom prípade (ak berieme do úvahy, že sa jedná o metamorfované staršie bázické horniny, čiastočne prepracované intrúziou granitoidného plutónu) vznik rýdžeho železa súvisí s redukciou z pôvodného magnetitu, avšak nie je známy čas jeho vzniku. Pre-

mena magnetitu mohla nastať ešte v štádiu formovania bázických efuzívnych či intruzívnych hornín, t. j. pred ich metamorfózou alebo v čase metamorfózy týchto hornín a ich čiastočného prepracovania vplyvom intrúzie granitoidného plutónu. Premena prebiehala v redukčnom prostredí pod vplyvom plynokvapalných fluíd (vodíkom, prípadne kyslíčnikom uhličitým). Pokročilejšia plutonizácia horniny (vz. NT-2) viedla k zániku rýdžeho železa.

Geologický ústav D. Štúra
Bratislava

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Dionýz Vass: **Geodynamický vývoj vnútorných molás** (Košice 15. 4. 1985).

Vnútorné molasy predstavujú detritické sedimenty vyplňujúce vnútrohorské panvy. V Západných Karpatoch sú dobre vyvinuté alpske vnútrohorské panvy. V modeli tektoniky dosiek patria do skupiny kolíznych panví. Kolízne panvy vznikajú v 5. období Wilsonovho cyklu, t. j. v procese vrcholenia konvergencie litosférických dosiek pri kolízii typu kontinent — kontinent.

V Západných Karpatoch vnútrohorské panvy ležia na vnútorných a čiastočne na vonkajších jednotkách Karpát. Možno ich rozčleniť na pozdĺžne vnútrohorské panvy a vnútorné kotliny.

Charakteristické znaky pozdĺžnych vnútrohorských panví: plošná rozloha niekoľko 1000 km²; počas vyplňovania panví prevládalo morské prostredie; hrúbka výplne 5000—7000 m, kulminácia subsidencie v bádene a sarmate (rýchlosť sedimentácie dosahuje hodnôt prevyšujúcich 20 cm/100 rokov); vyplňovanie panví sprevádzal vulkanizmus, ktorý kulminoval v bádene a sarmate; panvy majú dve štruktúrne etáže: spodná je sčasti prevrátená a porušená zlomami, vrchná má blokovú stavbu; zlomy sú často synsedimentárne s výškami skokov niekoľko 100 m a úhrnné výšky skokov na zlomových systémoch presahujú 1000 m. Zlomová aktivita

kulminovala v bádene a sarmate; stavba panví je zložitá hrástovo-grabenová.

Vnútorné kotliny sa od pozdĺžnych vnútrohorských panví líšia: malým plošným rozsahom (niekoľko 100 km²); počas vyplňovania kotlin prevládalo kontinentálne prostredie; menšou intenzitou subsidencie (hrúbka výplne okolo 1500 m); jednoduchou blokovou stavbou; vývoj niektorých kotlin bol intímne spätý s vulkanizmom (intravulkanické kotliny), na iné kotliny vulkanizmus nemal vplyv.

Na genézu vnútrohorských panví je mnoho názorov. Pozdĺžne vnútrohorské panvy vznikli: na križovaní hlboko založených tektonických švov — lineamentov (Buday); na obvode panónskeho diapiiru (Vass, Čech); pri rozťahovaní kôry v priestore Západných Karpát v dôsledku skracovania kôry vo Východných Karpatoch (Burchfiel, Royden).

O mechanizme roztvárania viedenskej panvy vzniklo niekoľko špecifických názorov: roztváranie typu pull-apart pri horizontálnych procesoch na zlomoch (Royden et al., Roth); roztváranie ľavou rotáciou kryhového poľa Karpát voči Alpám a platforme (Roth); oživenie epivariského aulakogénu medzi lednickou zónou a peripieninským lineamentom (Pliva); izostatický pokles panvy po nasunutí vonkajších prikrovov (zhrubnutie kôry) v bezprostrednom susedstve panvy (Jiříček, Tomek).