Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.
LXXXV(2000):47–80, 2000

POLYMETAMORFNĚ PŘEPRACOVANÉ, PÁSKOVANÉ A SILICIFIKOVANÉ MAGNETITOVÉ RUDY V DESENSKÝCH RULÁCH (SILESIKUM, ČESKÁ REPUBLIKA)

POLYMETAMORPHIC OVERPRINTED AND SILICIFIED BANDED MAGNETITE ORES FROM THE DESNÁ GNEISSES (SILESICUM, CZECH REPUBLIC)

ARNO MÜCKE & ZDENĚK LOSOS

Abstract

Mücke A., Losos Z., 2000: Polymetamorfně přepracované, páskované a silicifikované magnetitové rudy v desenských rulách (Silesikum, Česká republika). Acta Musei Moraviae, Sci. geol., 85:47–80 (with English summary).

Polymetamorphic overprinted and silicified banded magnetite ores from the Desná gneisses (Silesicum, Czech Republic)

Magnetite ores of the Desná Group in Silesicum represent metamorphosed and silicified banded iron ores, primarily of magmatic origin, similar to the "Itakpe" ore type in Nigeria. Mn-rich bands consisting mainly of spessartite dominated rocks are also present in the heterogeneous ores. They are suggested to be identical to the gondites – silicate facies of iron formation (type Algoma).

The Itakpe banded iron ore deposit in Nigeria is connected with basic intrusions which were metamorphosed during the Pan African orogeny (about 580 Ma). The basic rocks are represented by gabbros with tschermakite hornblend which occur in the form of apophyses in "Basement-Complex" (of Liberian age) which is composed of biotite-sillimanite gneisses (MÜCKE, NEUMANN 1986).

In the case of magnetite ores in the Desná Group the situation is similar: basic ore-rich apophyses of tholeitic character and related to the type of Sobotín basic body penetrated the Desná gneisses. Heterogeneous ores and host rocks were subsequently affected by retrogressive Variscian metamorphism, tectonized and intensively silicified.

Key words: banded magnetite ore, gondite, Desná unit, Sobotín massif, Silesicum, mineralogy, petrology, garnet, amphibole, apatite, magnetite

Arno Mücke, Mineralogisch-Petrologisches Institut, Georg-August-Universität, 37077 Göttingen, Germany e-mail: amuecke@sci.muni.cz

Zdeněk Losos, Katedra mineralogie, petrologie a geochemie, Masarykova universita, Kotlářská 2, 611 37 Brno, Česká republika e-mail: losos@sci.muni.cz

Úvod

Páskované magnetitové rudy jsou typickým fenoménem desenské skupiny silesika (geograficky oblast Hrubého Jeseníku). Byly dobývány jako zdroj železné rudy pro sobotínské hutě v 17.–19. století, bohužel se o nich nezachovaly z dob těžby téměř žádné informace. Ložiska podrobně studoval zejména POUBA (1960, 1970 a 1985) na výchozech prakticky všech dnes známých dílčích rudních těles.

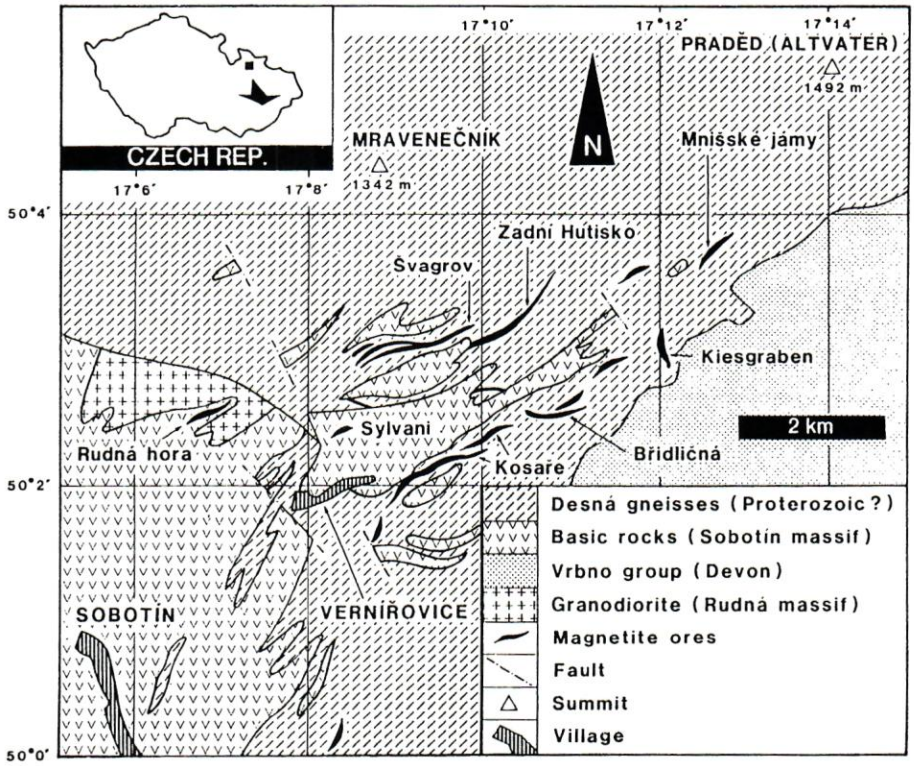
Magnetitové rudy přísluší tzv. jaderné formaci desenské skupiny (resp. klenby) a jsou jediným výskytem tohoto typu zrudnění v Českém masivu. Jde o magnetit-křemenné páskované rudy, uložené konkordantně v komplexu relativně variabilních desenských rul. Desenské ruly jsou pronikány četnými mladšími žilnými horninami – granity,

pegmatity, aplity a bazickými i ultrabazickými horninami (POUBA 1970). Bazické horniny jsou v komplexu desenských rul spojovány s mladším sobotínským amfibolitovým masivem, nebo zčásti odvozovány od starých synsedimentárních vulkanických tufů (POUBA 1960).

Jednotlivá malá železnorudná ložiska jsou situována v okolí obce Vernířovice u Sobotína (Švagrov, Zadní Hutisko [Hüttelberg], Mnišské jámy [Mönchszeche, Mönchschächte], Rudná hora, Sylvani, pod Břidličnou, Kyzový důl [Kiessgrund], Kosaře a Jelení hřbet [Hirschkamm]). Poloha a charakteristika některých z nich byla po ukončení těžby zapomenuta a později byly zbytky důlních prací znovu objevovány při geologickém mapování (např. Poubou, či v minulých letech Žáčkem – Rudná hora, lokalita páskovaných rudnin). Geografie, petrografie a topografická mineralogie jmenovaných výskytů je výstižně shrnuta v přehledu KRUŤI et al. (1968).

Předmětem předložené práce bylo studium 8 nejznámějších a nejbohatších lokalit magnetitových rud desenské skupiny (obr. 1).

Jedním ze známých a literárně zpracovaných výskytů je dnes již neexistující ložisko Sylvani („Sylvani-Zeche"). Podle KRETSCHMERA (1911) jsou železné rudy ze Sylvani spojeny s gabry sobotínského bazického masivu a reprezentují extrémní případ magmatické diferenciace. Magnetitové rudy zde nejsou většinou páskované, vyskytují se převáž-



Obr. 1. Geologická mapka desenské skupiny a sobotínského masivu s vyznačenými tělesy magnetitových rud (modifikováno podle POUBY 1970). Mocnost rudních těles je ve skutečnosti menší.

Fig. 1. Geological map of the Desná Dome and the Sobotín basic body with the localities of the magnetite ores (modified from POUBA 1970). The thickness of the ore bodies is exaggerated.

ně v asociaci s mafickými minerály a jsou vyvinuty ve formě čoček nebo poloh o mocnosti 0,3–2,8 m, v prostředí bazických hornin (KRETSCHMER 1911).

Další a dodnes poměrně zachovalý výskyt – „Mnišské Jámy" (Monchzeche), tentokrát typických páskovaných magnetitových rud, charakterizoval SELLNER (1931). Avšak již v době jeho výzkumů bylo ložisko opuštěno a zasuceno. Autor uvádí magnetitové rudy v chloritem a křemenem bohatých partiích chloritických rul „jádra desenské klenby". V prostoru ložiska Sellner popsal desenské ruly, chloritické ruly, amfibolity, bazické intruzívní horniny, magnetitové rudy a aplitové žíly (posledně jmenované jako produkty procesů granitizace). Magnetit křemenné rudy klasifikuje SELLNER (1931) jako páskované rudy („Bänderterze") a přisuzuje jim kontaktně-metasomatický původ. Neuvádí však, která magmatická nebo metamorfní fáze vedla ke vzniku páskovaných rud. Sellnerovu koncepci geneze páskovaných magnetitových rud desenské skupiny převzal později BEDERKE (1938).

Detailní práce, shrnující poznatky ze všech známých dílčích ložisek železných rud desenské skupiny silesika, publikoval POUBA (1953, 1960, 1970). Na druhé straně, jmenované studie byly k dané problematice v posledních desetiletích jediné.

Ve své první práci o geologickém průzkumu ložisek železných rud v desenské skupině, POUBA (1953) podpořil vznik obou texturních typů rud (páskovaných na většině lokalit i masivních ze Sylvani) ve spojení se sobotínským bazickým komplexem. V pozdějších studiích však tuto koncepci opustil.

POUBA (1960) popisuje páskované železné rudy, situované v jemnozrnných křemen-biotitických desenských „pararulách", pravděpodobně proterozoického stáří, které jsou částečně migmatitizovány. Uvádí starý synsedimentární vulkanismus, který je v rulách reprezentován jemnozrnnými amfibol-pyroxenovými polohami, indikujícími tufy. Páskované železné rudy tvoří v rulách několik stovek m dlouhá dílčí ložiska, seřazená do pruhů o délce asi 10 km. Rudní poloha reprezentuje podle Pouby stratigrafický horizont.

Apofýzy mladšího bazického sobotínského komplexu, pravděpodobně devonského stáří, pronikají páskované rudy v desenských rulách diskordantně a mobilizují je (POUBA 1970). Autor dále předpokládá, že část magnetitových rud byla amfibolity sobotínského komplexu pohlcena, rekrystalována (rudy ložiska Sylvani) a nabohacena sulfidy Fe, Cu a mladším magnetitem.

POUBA (1970) přiřadil křemen-magnetitové rudy k typu „Sydvaranger", podle sydvarangerské železnorudné formace v Norsku, nacházející se 8 km jižně od Kirkenes. Stáří této formace je udáváno na 2,5–2,6 miliard let. Uvádí, že rudy desenské klenby se formovaly za specifických klimatických podmínek, určujících distribuci a precipitaci fází Fe a kyseliny křemičité v mořském prostředí nízké salinity. Vztah vulkanismu k původu rud považuje za nepřímý.

Finální Poubův genetický model pro studované rudy, publikovaný v roce 1970, zahrnuje vedle křemenem bohatých rud (u kterých udává pouze nízký obsah apatitu!) zjištění rud velmi bohatých Al_2O_3 (korund-magnetitové rudy prostorově vzdáleného rudního výskytu Franzisca-Zeche) a pyritových rud se zvýšeným množstvím Mn. Tyto rudní typy interpretuje Pouba jako sedimentární rudy různých facií, vznikajících v závislosti na hloubce moře a vzdálenosti sedimentačního prostoru od pobřeží. Přitom však konstatuje, že jmenované rudní typy tvoří vzájemně paralelní vrstvy, což je v kontextu s jeho teorií značně diskutabilní.

Z Poubových prací lze vyčíst také další významné informace, které jsou buď s jeho sedimentogenním genetickým modelem vzniku rud kontroverzní nebo umožňují alternativní interpretace:

- Výskyty magnetitových rud jsou nápadně symetricky uspořádány okolo sobotínského amfibolitového masivu (viz obr. 1). Některé rudní výskyty jsou v něm dokonce uzavřeny, jiné leží na jeho kontaktu a další se nacházejí ve vzdálenosti několik km od masivu. Dnes navíc víme, že v bezprostředním okolí prakticky všech výskytů magnetitových rud vystupují amfibolity nebo krupníky sobotínského masivu (týká se to i nejvzdálenějšího ložiska Mnišské jámy).
- Sobotínský amfibolitový masiv obsahuje lokálně rovněž magnetit, který je pak asociován s mafickými silikáty a dle Pouby nemá žádný genetický vztah k magnetitům páskovaných křemen-magnetitových rud okolních rul.
- Metamorfované páskované rudy, nazývané Poubou také „magnetitové kvarcity", obsahují tyto vedlejší a akcesorické minerály: granát, amfibol, apatit, živce, chlorit, epidot, kalcit a pyrit.
- Amfiboly sedimentárně-metamorfního původu nejsou v mnoha případech mikroskopicky rozeznatelné od amfibolů sobotínského masivu! Jedná se o případy, kdy apofýzy sobotínského masivu běží paralelně s horizonty magnetitových páskovaných rud.

Z dalších studií, majících vztah k problematice geneze magnetitových rud desenské skupiny, jsou významné práce ŽÁKA (1974, 1975), který sledoval pozici a chemické složení granátů v horninách jádra desenské klenby. Granáty páskovaných železných rud ze Švagrova, bohaté Al, Mn a Fe, považuje za starší než magnetit. Nezjistil u nich zonální stavbu.

ZIMÁK a REIF (1991) monograficky zpracovali mineralogii Mn-skarnu z lokality „Hofberg" u Vernířovic. V souladu s koncepcí POUBY (1970), uvádějí vznik Mn-skarnu metamorfózou sedimentárního manganolitu – původní Mn-facie rudního typu „Sydvaranger" v desenské skupině.

Zhodnocením minerální parageneze magnetit-pyritového dílčího ložiska „Kiessgrund" u Vernířovic se zabývali FOJT a ZIMÁK (1994).

Geologie oblasti

Zájmová oblast přísluší geologicky silesiku, po geografické stránce odpovídá Hrubému Jeseníku. Silesikum je tvořeno několika tektonometamorfními jednotkami, z nichž jsou dominantními keprnická a desenská skupina (dříve nazývané klenby). Keprnická a desenská skupina představují jádra, tvořená převážně rulami a metagranitoidy, která jsou překryta mladšími metasedimenty devonského stáří – tzv. vrbenskou skupinou (ZAPLETAL 1950, MÍSAŘ et al. 1983). Radiometrické stáří variské metamorfózy keprnické a desenské skupiny bylo určeno metodou ^{40}Ar-^{39}Ar na 300–310 Ma (MALUSKI et al. 1995), ŠTÍPSKÁ (1999) uvádí neoproterozoické stáří pro zirkony z paraautochtonu desenské klenby. Obě antiklinální struktury (klenby) jsou odděleny synformě uloženými metasedimenty Červenohorského sedla (TESTA, GIBBONS 1996).

Vrbenská skupina devonského stáří (KVĚTOŇ 1951, HLADIL 1987), tvořící východní okraj silesika, zahrnuje ve sledovaném regionu nízce metamorfované metasedimenty. Je diskordantní vzhledem k horninám jádra desenské klenby, na které je nasunuta. V nadloží břidlic s vložkami metadiabasů jsou ve vrbenské skupině vyvinuta železnorudná ložiska Lahn-Dillského typu, tvořená hematitovými nebo magnetit-chloritovými rudami. Některé výskyty Lahn-Dillských železných rud vrbenské skupiny jsou situovány nedaleko lokalit studovaných křemen-magnetitových rud jádra desenské skupiny (např. ložisko Malý děd = Leiterberg).

Základními horninami desenské skupiny (jádra desenské klenby dle terminologie POUBY 1960) jsou mylonitizované migmatity, oftalmitické ruly a metagranitoidy, dále šedé křemen-živcové mylonitové a ultramylonitové břidlice a ruly nejistého protolitu (SLIVKA, ZAMARSKÝ 1984; POUBA 1970; TESTA, GIBBONS 1996). Jmenované horniny ob-

sahují též metapegmatity, amfibolizovaná metabazická intruzíva a páskované magnetitové rudy. Distribuce vzácných zemin je srovnatelná v okatých biotitických rulách, jemnozrnných biotitických rulách i metagranitoidech Petrovy skály (KUS, SLIVKA, ZAMARSKÝ 1987).

Otázka protolitu desenských rul („Tess-Gneiss" – BECKE 1892) však stále není jednoznačně zodpovězena. POUBA (1960) se domníval, že protolitem desenských rul, zejména v blízkosti magnetitových výskytů, byly pravděpodobně jemnozrnné klastické sedimenty s hrubozrnnějšími proplástky (polohami). Horniny tzv. skupiny příkrovů Orlíku (dílčí části desenské skupiny, ležící severně od Karlovy Studánky) jsou dnes interpretovány jako blastomylonity variského stáří (FIŠERA, SOUČEK, NOVOTNÝ 1986; FIŠERA a PATOČKA 1989). Jejich původními horninami byly převážně granitoidy, méně pegmatity a arkózy. Vložky zelených břidlic a biotitických břidlic v blatomylonitech zmínění autoři přiřazují k původně žilným bazickým a intermediárním horninám, protínajícím granitoidní masiv!

Prevariská progresivní metamorfóza formovala horniny jádra desenské klenby směrem k homogenizaci – granitizaci (POUBA 1970). Variská kinetická retrográdní metamorfóza, která postihla jak horniny jádra, tak devonského obalu, přepracovala tyto na nízce metamorfované komplexy. BECKE (1892) jako první rozeznal zmíněnou situaci, kde vedle sebe leží varisky progresivně metamorfovaný devonský obal vedle retrográdně formovaných jaderných hornin desenské skupiny (rul a granitizovaných hornin). Je důležité uvést, že POUBA (1970) odvozoval prekambrické stáří jádra desenské klenby teoreticky z litologie hornin a sám nevyloučil jiné stáří.

Bazické eruptivní horniny gabroidního charakteru (sobotínský amfibolitový masiv) intrudovaly pravděpodobně v devonu do rulového komplexu desenské klenby (KRETSCHMER 1911). Sobotínský masiv zahrnuje ultrabazické (serpentinity, krupníky, aktinolitové horniny a chloritové břidlice) a bazické horniny (metahornblendity, gabroamfibolity). Jejich petrologickou charakteristiku a obraz distribuce stopových prvků podávají (FIALA et al. 1980, SOUČEK 1981, JELÍNEK a SOUČEK 1981). Ultrabazické horniny s anomálně vysokým množstvím Mg odpovídají metamorfovaným peridotitům. Původní peridotitové magma bylo ochuzené Cr, ale bohaté Ni. Bazické horniny jsou blízké tholeitickým bazaltům (FIALA et al. 1980). JELÍNEK a SOUČEK (1981) uvádějí, že v mladších diferenciátech docházelo k hromadění železa, vanadu a titanu za současného růstu koncentrace SiO_2. PŘICHYSTAL a NOVOTNÝ (1999) se zabývali výzkumem metabazitů ze střední části sobotínského masivu. Potvrdili zařazení metahornblenditů a amfibolitů k subalkalickým horninám, do tholeitové asociace.

Páskované magnetitové rudy vytvářejí polohy v biotitických desenských rulách jádra desenské klenby (POUBA 1960, 1970). Desenskými rulami, včetně v nich uložených rudních ložisek, pronikají konkordantně (lokálně i diskordantně) horniny sobotínského komplexu (POUBA 1970).

Současné pojetí železnorudné formace

Typ železných rud **„Sydvaranger"**, používaný POUBOU (1970), v současnosti není v literatuře znám a vyčleňován. Tyto rudy jsou z hlediska dnešní terminologie řazeny pod obecně známý typ **„Algoma"** železnorudné formace (KLEIN, BEUKES 1993), vulkanosedimentárního původu.

Dnešní pojetí **železnorudné formace („Iron formation")** vychází ze stále platné definice JAMESE (1954): „Iron formation is a chemical sediment typically thin bedded or laminated, containing 15 wt.% or more iron of sedimentary origin but not nessecarilly containing layers of chert". Vedle typu „Algoma" jsou popsány dva další typy železnorudné formace, charakterizované na obr. 2 – **„Lake Superior"** typ (zdrojem Fe byl kon-

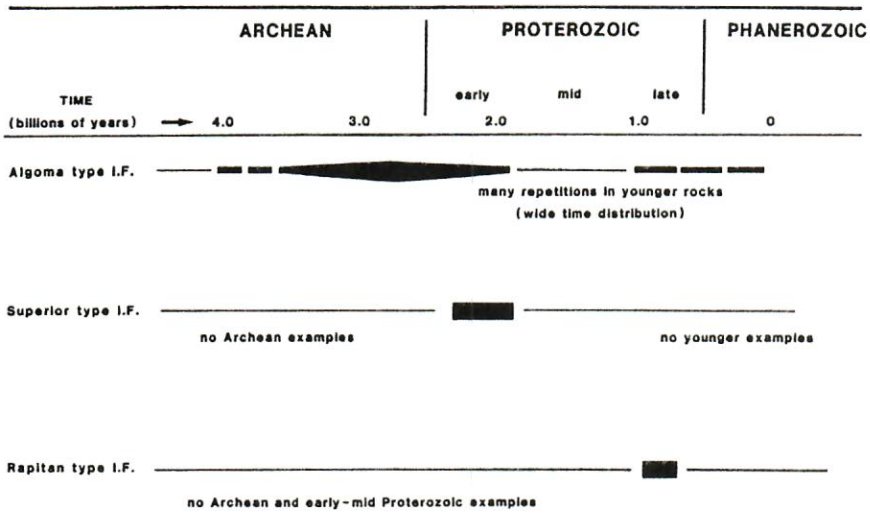
tinentální materiál) a glacigenní typ **„Rapitan“**. Paleozoické a mladší železnorudné sedimentární rudy jsou klasifikovány jako **„Ironstones“** (HUTCHINSON 1992).

Model mineralogického vývoje železnorudné formace od sedimentu po metamorfované rudy podle JAMESE (1992) je představen v následujícím textu a na obr. 3. Vychází z údajů JAMESE (1954) a KLEINA (1983).

Fáze, vzniklé při chemogenní sedimentaci a následné diagenezi (hematit, magnetit, opál, siderit, greenalit, pyrit a org. uhlík) jsou při metamorfóze nahrazovány stabilnějšími. Průběžně až do vysokých stupňů přetrvávají magnetit nebo hematit, resp. pyrit. Za nízké metamorfózy se objeví křemen, vzniklý rekrystalizací amorfních a kryptokrystalických forem SiO_2, dále minnesotait, stilpnomelan, případně riebeckit. Střední metamorfóza je indikována přítomností grunerit-cummingtonitu, pyrhotinu a grafitu. Typomorfními minerály katazonálně metamorfované železnorudné formace jsou ortopyroxen, klinopyroxen a fayalit v paragenezi s přetrvávajícím křemenem, magnetitem nebo hematitem (JAMES 1992, KLEIN a BEUKES 1993).

Ne všechna ložiska páskovaných železných rud musejí být primárně sedimentárního původu. Příkladem je ložisko železných rud **Itakpe** v Nigerii (oblast Kwara State), genezí spojené s Pan-Africkými metamorfovanými bazickými intruzemi, stáří okolo 580 milionů let. Tyto bazické horniny jsou reprezentovány gabry s převažujícím obsahem tschermakitového amfibolu a vyskytují se ve formě apofýz v metamorfovaném bazálním komplexu rul (Basement-Complex, stáří 2750 Ma) – MÜCKE, NEUMANN (1986), OVERSBY (1975).

V kontextu s nastíněným dnešním stavem poznání geologie a petrologie silesika a současným pojetím železnorudné formace, neodpovídají magnetitové rudy desenské skupiny železnorudné formaci. V předložené práci se pokoušíme přispět k řešení nepochybně složité geneze magnetitových rud desenské skupiny a na základě nových dat předložit k diskusi alternativní genetický model jejich vzniku.



Obr. 2. Evoluční změny v sedimentárních horninách bohatých Fe (ferolitech). Upraveno podle HUTCHINSONA (1992).
Fig. 2. Evolutionary changes in ferruginous sedimentary rocks (adapted from HUTCHINSON 1992).

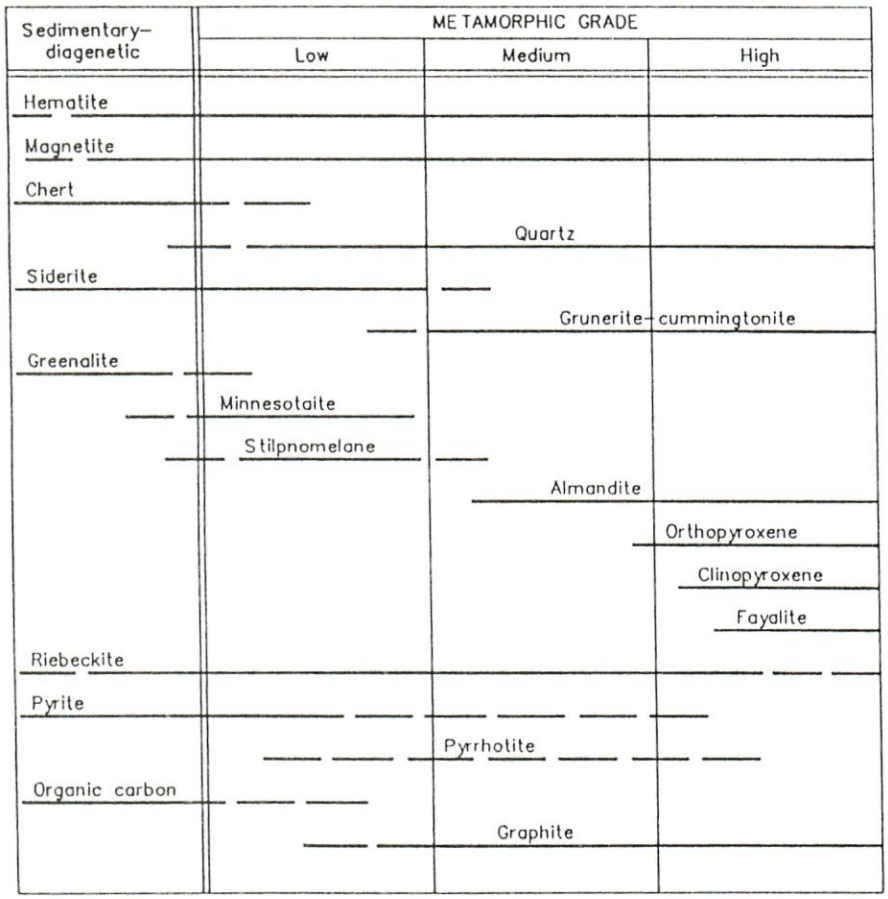
Metodika

Bodové chemické analýzy minerálů byly prováděny na mikrosondách JEOL JXA 8900 RL (Institut für Mineralogie, Petrologie und Geochemie der Universität Tübingen) a CAMECA SX 100 (Institut für Mineralogie und Mineralische Rohstoffe, Technische Universität Clausthal).

Rudniny a horniny byly chemicky analyzovány (včetně XRF-analýz) na univerzitě v Göttingenu (Mineralogisch-Petrologisches Institut der Universität). Přepočty analýz amfibolů a granátů byly prováděny programem MINCALC.

Minerální asociace rudnin

Rudniny na většině lokalit považujeme za heterogenní, složené ze dvou typů protolitů. Prvním a většinou dominantním typem jsou magnetitové, páskované (s křemenem) nebo masivní rudy. V nich se až na nepodstatně zastoupené přechodné vzorky nevyskytuje spessartinový granát v makroskopicky viditelných růžových proužcích (důlní díla



Obr. 3. Rozsahy stabilit minerálních fází železnorudné formace, od sedimentárních a diagenetických podmínek po vysoký stupeň metamorfózy rud (upraveno podle JAMESE 1954 a KLEINA 1983).

Fig. 3. Stability ranges of principal constituents of iron-formation, from sedimentary-diagenetic stage to high-grade metamorphic stage (adapted from JAMES 1954 and KLEIN 1983).

s výchozy rudních poloh na lokalitách Mnišské jámy a Zadní Hutisko, dále haldový materiál z lokalit Kosaře, Rudná hora, Sylvani, Břidličná a Mnišské jámy).

Na druhé straně se zejména na lokalitách Zadní Hutisko a Švagrov objevují na haldičkách páskované Mn-rudniny s křemenem, převážně bez magnetitu nebo jen s jeho akcesorickým množstvím. Podobají se nápadně gonditům (= silikátové facii páskované železnorudné formace).

Je však třeba poznamenat, že dnes neexistují výchozy ani důlní díla, kde by bylo možné v profilu (pokud vůbec takové existovaly) posoudit vztahy obou odlišných rudních typů.

Tab. 1. Minerální parageneze magnetitových rud desenské skupiny.
Hlavní komponenty rud: xxx – dominantní, xx – průběžné, x – podřadné. Akcesorie rud: výskyt +, absence –.
Table 1. Mineralogical composition of the magnetite ores in Desná Group.
Major rock constituents: xxx – dominating, xx – moderate, x – subordinate. Accessory rock constituents: + occuring, – not occuring.

	Hb	Bio	Qtz	Sps	Grs	Chl	Ab	Car	Ep	Mag	Ilm	Ap
I. Parageneze bez amfibolu												
Břidličná	–	x	x-xxx	–	–	xx	x	x	x	xxx	+	+
Mnišské j.	–	x	x-xxx	x	x	xx	xx	x	x	xxx	+	x
Kyzový důl	–	xx	x-xxx	x	x	xx	xx	xx	+	xxx	+	x
II. Parageneze s dominantním amfibolem												
Rudná hora	xx	–	xx	–	–	–	–	–	–	xxx	+	+
Sylvani	xxx	+	--xxx	–	–	–	–	–	+	xxx	x	+
Zadní Hutis.	x	xx	xx	--xxx	x	x	–	x	–	x-xxx	+	+
Švagrov	x-xxx	x	x-xxx	--xx	x	x	x	x	+	xxx	+	xx
Kosaře	x	–	xxx	–	x	x	x	x	–	xxx	+	x

Vyčleněné typy rudnin budou charakterizovány odděleně:

a) magnetitové rudy

Minerální parageneze magnetitových rud na jednotlivých lokalitách desenské skupiny silesika lze rozdělit na parageneze s dominantním amfibolem a parageneze bez amfibolu. V obou subtypech mohou být rozdíly v zastoupení ostatních jednotlivých minerálů (tab. 1).

Výskyty s podstatným zastoupením amfibolu, jako jsou Sylvani a Rudná hora, sestávají často pouze z amfibolu s magnetitem (Sylvani – foto 1). Rudy s dominantním množstvím amfibolu byly dále zjištěny na lokalitách Zadní Hutisko, Švagrov a Kosaře. Amfibol nebyl vůbec nalezen v magnetitových rudách z Břidličné, Mnišských jam a Kyzového dolu.

Chlority jsou přítomny v magnetitových rudách na většině lokalit, kromě Rudné hory a Sylvani. Podobně je tomu u biotitu (chybí na Rudné hoře a Kosařích, na Sylvani je velmi vzácný). Chloritem bohaté výskyty, jako jsou Mnišské jámy, Břidličná a Kyzový důl, postrádají amfibol (foto 2). Naopak rudy s dominantním amfibolem jsou na chlority velmi chudé (Zadní Hutisko – foto 3).

Apatit je nerovnoměrně distribuován, nechybí však na žádném dílčím ložisku magnetitových rud desenské skupiny. Lokálně se vyskytují rudniny s obsahem apatitu 20 % i více (např. Švagrov – foto 4, Kyzový důl – foto 5).

b) Mn-bohaté rudniny bez magnetitu blízké gonditům

Dva rudní výskyty (Zadní Hutisko a Švagrov) jsou charakteristické výskytem rudnin s vysokými obsahy granátu, který je dobře viditelný i makroskopicky, v podobě růžo-

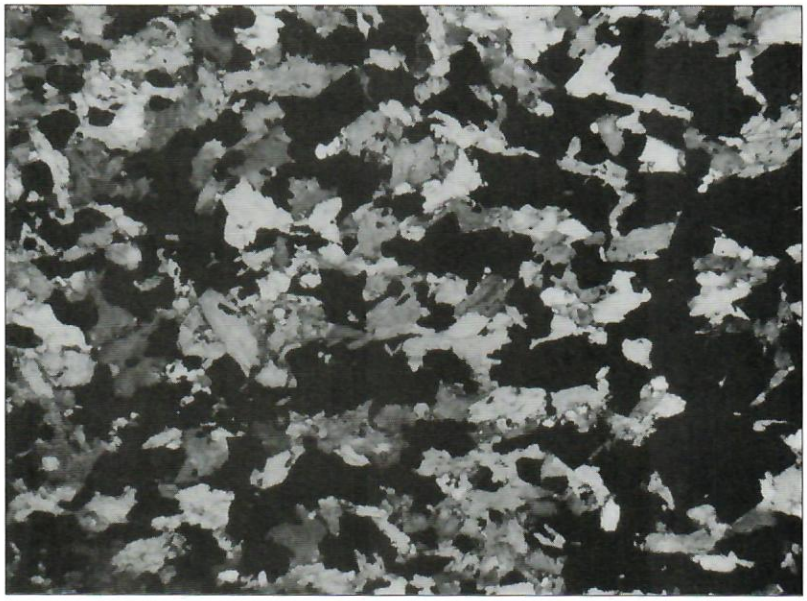


Foto 1. Parageneze magnetitu s amfibolem z masivní magnetitové rudy ložiska Sylvani. Výbrus, X nikoly, velikost záběru 4,2×3 mm.
Photo 1. Assemblage of magnetite with amphibole from massiv magnetite ore. Locality Sylvani. Thin section, X nicols, size of photo 4.2×3 mm.

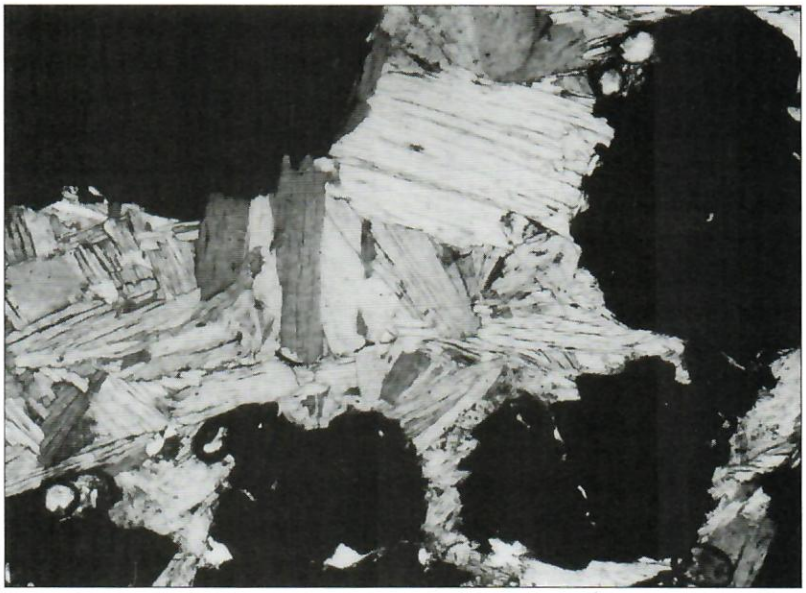


Foto 2. Asociace magnetit + chlorit +(biotit) z masivního vzorku magnetitové rudy ložiska Kyzový důl. Výbrus, 1 nikol, velikost záběru 1,7×1,2 mm.
Photo 2. Assemblage of magnetite + chlorite + (biotite) from massiv magnetite ore. Locality Kyzový důl. Thin section, 1 nicol, size of photo 1.7×1.2 mm.

Tab. 2. Analýzy metahornblenditů: I. – silicifikovaný metahornblendit, bohatý apatitem, obsahující biotit, bez magnetitu (Švagrov); II. – slabě silicifikovaný metahornblendit s magnetitem (Švagrov); III. a V. – metahornblendity (Švagrov); IV. – metamorfovaná bazická žíla ze Zámčiska (FOJT et al. 1997) – suma neobsahuje 0,15 S + 1,44 CO_2 hm.%; VI. – metahornblendit sobotínského masivu (FIALA et al. 1980); VII. – metahornblendit s magnetitem (Sylvani); XIII. – silicifikovaný metahornblendit s magnetitem (Rudná hora); IX. – průměr z analýz III, V a VII.

Table 2. Whole-rock analyses of metahornblendite: I. – silicified apatite-rich and biotite-bearing metahornblendite without magnetite (Švagrov); II. – slightly silicified metahornblendite with magnetite (Švagrov); III. and V. – metahornblendites (Švagrov); IV. – metamorphosed basic dyke from Zámčisko (FOJT et al. 1997) – the total does not include 0.15 S + 1.44 CO_2 wt.%; VI. – metahornblendite of sobotín massif (FIALA et al. 1980); VII. – magnetite-bearing metahornblendite (Sylvani); XIII. – silicified magnetite-bearing metahornblendite (Rudná hora); IX. – average of III, V a VII analyses.

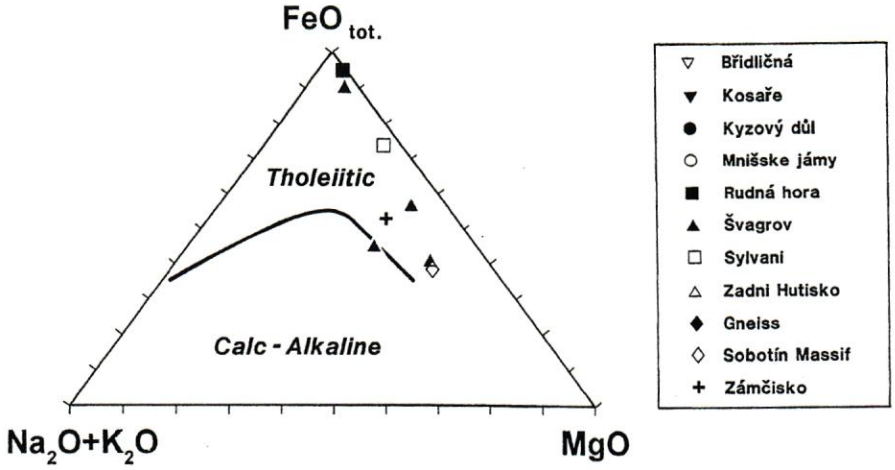
Vzorek	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.
A: hmotnostní %									
SiO_2	54,80	52,70	49,80	47,42	55,30	55,41	40,30	48,90	48,50
TiO_2	0,52	0,32	1,26	2,30	0,42	0,33	0,75	0,18	0,81
Al_2O_3	11,15	6,40	12,90	12,70	11,40	10,24	8,69	2,40	11,00
Fe_2O_3	2,36	23,00	4,56	4,30	3,17	2,63	16,40	28,90	8,04
FeO	3,39	8,80	8,23	8,44	5,42	5,27	13,70	13,30	9,12
MnO	0,17	0,69	0,34	0,19	0,25	0,21	0,54	0,13	0,38
MgO	4,41	2,37	8,11	7,94	10,00	9,93	8,76	1,93	8,96
CaO	13,10	3,07	9,36	9,58	9,08	11,19	9,52	2,56	9,32
Na_2O	1,83	0,61	1,03	2,31	1,96	1,53	0,91	0,14	1,30
K_2O	0,63	0,21	0,48	0,83	0,35	0,80	0,35	0,11	0,39
P_2O_5	5,47	0,61	0,20	0,36	0,06	0,53	0,10	0,53	0,12
H_2O^+	n.a.	n.a.	n.a.	1,41	n.a.	1,50	n.a.	n.a.	n.a.
H_2O^-	0,54	0,14	0,25	0,10	0,23	0,19	0,12	0,08	0,16
ztr. ž.	1,34	1,27	1,60	n.a.	1,62	n.a.	1,12	0,67	1,05
Σ	99,71	100,19	98,12	97,88	99,62	99,89	101,26	99,83	99,15
B: ppm									
Nb	18		37		8		14	7	20
Zr	128		172		21		54	63	82
Y	92		32		13		18	23	21
Sr	258		60		82		18	13	53
Rb	17		19		14		<5	5	13
Pb	14		<10		<10		<10	<10	<10
Ga	14		20		14		18	9	17
Zn	47		63		78		115	47	85
Ni	71	300	100		88		279	<10	156
Co	19	130	90		59		71	40	73
Cr	40	760	217		960	690	541	51	573
V	90		194		215		171	51	193
Ba	77		76		55		29	35	53
Sc	15		28		43		43	10	38
Cu	<5		<5		8		25	5	19

vých pásků v rudnině. Polohy gonditů obsahují 4,1–10,7 hm.% MnO (aritmetický průměr 6,9 z 8 analýz), množství SiO_2 se pohybuje v intervalu 44,0–63,0 hm.%. Průměrné obsahy podružných a stopových prvků jsou uvedeny v tab. 10.

Příkladem gonditu (granátitu) může být foto 6 (vzorek ze Zadního Hutiska), kde v paragenezi s granátem vystupují podružný magnetit a křemen v páskovaném texturním typu rudy. Pokud nacházíme vedle granátu amfiboly, jsou granáty uzavírány v amfibolu (foto 7).

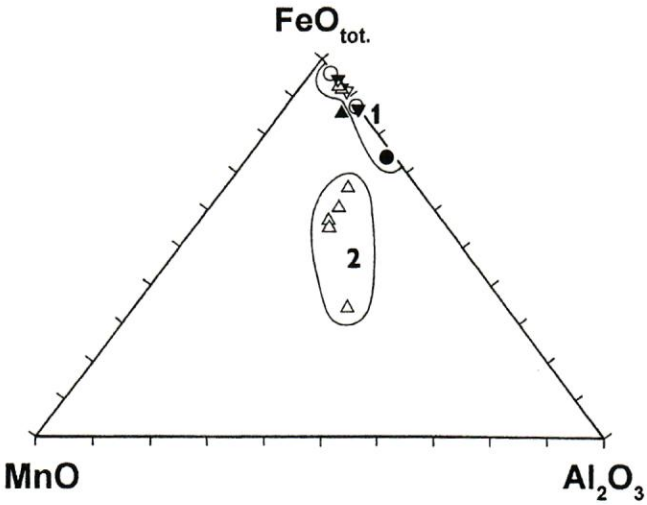
Zajímavým fenoménem v obou rudních typech je výskyt křemene, jehož přítomnost je geneticky závažná. Na jednotlivých lokalitách a rudních vzorcích se křemen vyskytuje ve velmi proměnlivých množstvích. Předpokládáme, že nevýznamná část křemene v rudninách mohla být primární.

Hlavní masa křemene je ale druhotného původu. Břidličnatost hornin (zejména rul a amfibolitů) byla při metamorfóze využita pronikajícími roztoky SiO_2, který zatlačoval podél foliačních ploch původní horninotvorné minerály. Proto je dnes páskování rudnin



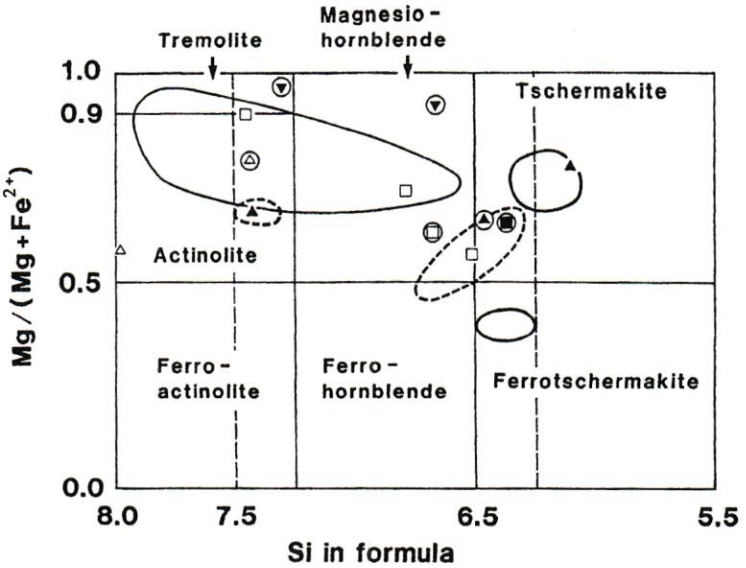
Obr. 4. Tholeitický charakter metahornblenditů z magnetitových ložisek, metahornblenditů sobotínského amfibolitového masivu (FIALA et al. 1980) a bazické žíly ze Zámčiska (FOJT et al. 1997). Značky lokalit jsou platné i pro ostatní obrázky v práci, značky v kroužcích znamenají průměr z více analýz.

Fig. 4. Tholeitic character of metahornblendites from magnetite deposits, metahornblendites of Sobotín basic massif (FIALA et al. 1980) and basic dyke from Zámčisko (FOJT et al. 1997). Locality marks are valid for all figures in this work, marks in circles are averages of more analyses.



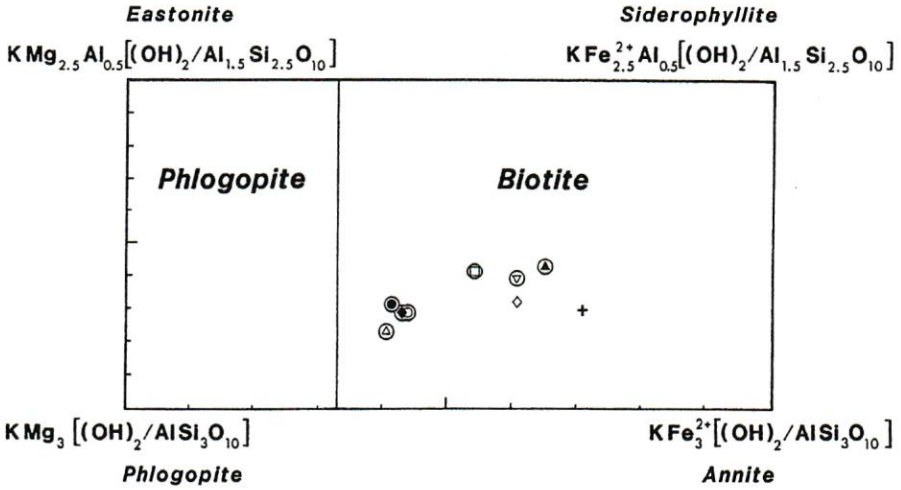
Obr. 5. Porovnání chemismu poloh páskovaných magnetitových rud (1) a horizontů granátitů (2) v rudninách.

Fig. 5. Chemical comparison of the banded magnetite ores (1) with garnet-rich layers (2) in ores.



Obr. 6. Klasifikace Ca-amfibolů (LEAKE 1997) s vyznačením chemismu amfibolů studovaných rudnin, hornin sobotínského amfibolitového masivu _____ (FIALA et al.1980) a žíly metahornblenditu ze Zámčiska – – – – – (FOJT et al. 1997)

Fig. 6. Nomenclature of amphiboles according to LEAKE (1997) with position of amphiboles from the studied magnetite ores, amphiboles of the Sobotín massif _____ (FIALA et al. 1980) and amphiboles from meta-hornblendite dyke of Zámčisko – – – – – (FOJT et al. 1997).



Obr. 7. Chemické složení biotitů rudnin versus bitotitů z metahornblenditu ze Zámčiska (FOJT et al. 1997) a z hornin sobotínského masivu (FIALA et al. 1980).

Fig. 7. Chemical composition of the ore biotites in comparison with biotites of Zámčisko metahornblendite (FOJT et al. 1997) and of rocks from Sobotín basic body (FIALA et al. 1980).

Tab 3. Chemické složení amfibolů z rudnin ložiska Sylvani a počty atomů v jejich empirických vzorcích. Kalkulováno na 13 kationtů. Zrna a+b jsou v přímém dotyku.
Table 3. Chemical composition of the amphiboles from Sylvani deposit and numbers of atoms in their empirical formulas. It is calculated on the 13 cation basis. Grains a+b are in direct connection.

Vzorek a lokalita	SY1 MP48-střed Sylvani	SY1 MP49-okraj Sylvani	SY1 MP54 Sylvani a	SY1 MP52 Sylvani b	SY2 MP163 Sylvani a	SY2 MP169 Sylvani b	SY3 MP190 Sylvani
Texturní typ	Páskovaná magnetit--amphibolitová ruda	Páskovaná magnetit--amphibolitová ruda	Páskovaná magnetit--amphibolitová ruda	Páskovaná magnetit--amphibolitová ruda	Masivní magnetit--amphibolitová ruda	Masivní magnetit--amphibolitová ruda	Páskovaná křemen--magnetitová ruda
Klasifikace amfibolu	Mg-hornblend	Mg-hornblend	Aktinolit	Mg-hornblend	Tremolit. hornblend	Mg-hornblend	Mg-hornblend
SiO_2	46,66	48,37	55,06	45,98	52,06	44,60	47,91
TiO_2	0,34	0,27	0,07	0,35	0,06	0,23	0,04
Al_2O_3	9,82	8,86	1,69	10,33	3,31	9,03	7,47
FeO	18,54	18,03	13,01	19,22	11,62	16,29	18,67
MnO	0,50	0,63	0,60	0,59	0,89	0,94	1,39
MgO	10,25	10,88	16,14	10,60	16,23	12,23	12,27
CaO	12,51	12,25	12,59	12,15	10,83	11,21	11,69
Na_2O	1,25	1,11	0,33	1,47	0,52	1,16	0,98
K_2O	0,37	0,21	0,02	0,24	0,11	0,18	0,37
FeOcalc	15,08	13,84	9,98	12,25	3,21	5,77	7,71
Fe_2O_3calc	3,84	4,66	3,36	7,75	9,34	11,69	12,18
H_2Ocalc	2,07	2,09	2,13	2,09	2,09	2,03	2,11
Total	102,69	103,17	101,98	103,80	98,66	99,07	104,13
Ca_B	1,943	1,878	1,895	1,864	1,664	1,773	1,772
Na_B	0,057	0,122	0,09	0,136	0,145	0,227	0,228
Na_A	0,294	0,186	–	0,272	–	0,105	0,042
K_A	0,068	0,038	0,004	0,044	0,02	0,034	0,067
$(Ca+Na)_B$	2,000	2,000	1,985	2,000	1,808	2,000	2,000
Mg	2,215	2,321	3,38	2,263	3,469	2,691	2,590
Fe^{2+}	1,828	1,656	1,173	1,467	0,385	0,712	0,913
Fe^{3+}	0,419	0,502	0,355	0,835	1,008	1,299	1,298
Al^{VI}	0,44	0,416	0,013	1,416	0,023	0,155	0,029
Mn	0,061	0,076	0,071	0,072	0,108	0,118	0,167
Ti	0,037	0,029	0,007	0,038	0,006	0,026	0,004
Σ	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Si^{IV}	6,762	6,922	7,734	6,584	7,464	6,584	6,783
Al^{IV}	1,238	1,078	0,266	1,416	0,536	1,416	1,217
Σ	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
OH	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
O	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000

Tab 4. Chemické složení amfibolů z magnetitových rud na lokalitách Kosaře, Švagrov, Hutisko a počty atomů v jejich empirických vzorcích. Kalkulováno na 13 kationtů (cummingtonit na 15 kationtů).

Table 4. Chemical composition of the amphiboles of magnetite ores from Kosaře, Švagrov, Hutisko and numbers of atoms in their empirical formulas. It is calculated on the 13 cation basis (cummingtonite on the 15 cation basis).

Vzorek a lokalita	661/1 MP93 Kosaře	661/2 MP108 Kosaře a	661/2 MP106 Kosaře b	664/2 MP7 Švagrov	664/1 MP52 Švagrov	662/3 MP74 Hutisko	662/3 MP75 Hutisko	662/3 MP81 Hutisko
Texturní typ	Páskovaná ruda: magnetit-(křemen)	Páskovaná ruda: magnetit-(křemen)	Páskovaná ruda: magnetit-(křemen)	Páskovaná ruda: magnetit-křemen--granát	Páskovaná ruda: magnetit-křemen--granát	Páskovaná ruda: magnetit-křemen--granát	Páskovaná ruda: magnetit-křemen--granát	Páskovaná ruda: magnetit-křemen--granát
Klasifikace amfibolu	Mg-hornblend	Mg-hornblend	Tremolit. hornblend	Mg-hornblend	Tschermakit	Aktinolit.	Cummingtonit	Tremolit
SiO_2	45,65	48,25	49,93	45,30	41,05	51,77	53,42	54,12
TiO_2	–	–	–	0,33	0,31	–	–	–
Al_2O_3	9,24	7,10	2,90	12,52	15,74	4,02	2,65	1,33
FeO	15,73	12,05	12,09	14,56	16,74	12,27	15,71	11,12
MnO	0,49	0,24	0,32	0,46	0,65	1,16	2,68	1,46
MgO	13,93	15,70	16,63	11,10	9,87	15,75	16,70	17,91
CaO	10,86	10,43	10,70	12,89	11,37	11,38	7,92	11,60
Na_2O	1,53	1,03	0,95	1,61	1,22	0,48	0,31	0,12
K_2O	0,16	0,14	0,09	0,23	0,22	0,06	–	0,09
FeOcalc	2,36	0,65	2,50	13,75	6,04	4,28	13,57	1,62
Fe_2O_3calc	14,85	12,67	10,66	0,90	11,89	8,88	2,38	10,56
H_2Ocalc	2,09	2,08	2,04	2,06	2,05	2,10	2,10	2,14
Total	101,17	98,29	96,72	101,15	100,42	99,88	101,73	100,95
Ca_B	1,664	1,609	1,684	2,000	1,777	1,737	1,208	1,739
Na_B	0,336	0,287	0,271	–	0,223	0,133	–	0,033
Na_A	0,089	–	–	0,454	0,123	–	0,086	–
K_A	0,029	0,026	0,017	0,043	0,041	0,011	–	0,016
$(Ca+Na)_B$	2,000	1,896	1,954	2,000	2,000	1,870	1,208	1,771
Mg	2,971	3,369	3,641	2,406	2,147	3,346	3,545	3,735
Fe^{2+}	0,283	0,078	0,307	1,672	0,737	0,510	1,148	0,189
Fe^{3+}	1,599	1,373	1,013	0,098	1,305	0,953	0,255	0,902
Al^{VI}	0,088	0,151	–	0,731	0,696	0,052	0,052	0,219
Mn	0,059	0,029	0,040	0,057	0,080	0,140	0,323	0,173
Ti	–	–	–	0,036	0,034	–	–	–
Σ	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Si^{IV}	6,530	6,946	7,333	6,586	5,989	7,377	7,607	7,571
Al^{IV}	1,470	1,054	0,502	1,414	2,011	0,623	0,393	0,219
Fe^{IV}	–	–	0,165	–	–	–	–	0,209
Σ	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
OH	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
O	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000

zvláště výrazné (Kosaře – foto 8, Švagrov – foto 9, Zadní Hutisko – foto 3). V horninách bohatých granátem se silicifikace objevuje obdobně (Zadní Hutisko – foto 10). Procesy silicifikace jsou rozeznatelné také v okolních rulách a metahornblenditech – např. rula ze Švagrova (foto 11 – relativní nabohacení grosulárem + chloritem podél zóny zatlačování křemenem) nebo v metahorblenditu ze Švagrova (foto 12 – koroze amfibolů křemenem).

Zdrojem metamorfních roztoků, bohatých SiO_2, byly pravděpodobně mocné okolní desenské ruly.

Poznámky k petrografii rudnin

V prostoru jednotlivých ložisek magnetitových rud byly vyčleněny a analyzovány následující horninové typy: amfibolity, ruly, granátity (gondity), páskované a masivní magnetitové rudy.

Amfibolity byly porovnány s horninami sobotínského amfibolitového masivu a bazickou žilou (apofýzou) ze Zámčiska (tab. 2). Studované horniny s převládajícím množstvím amfibolu spadají do pole tholeitických bazaltů (trojúhelníkový diagram Na_2O + K_2O, MgO a FeO_{tot} – obr. 4), podobně jako bazická žíla ze Zámčiska (FOJT et al.1997) a amfibolity sobotínského masivu (FIALA et al. 1980, PŘICHYSTAL a NOVOTNÝ 1999).

Při porovnání společně se vyskytujících rudních typů (magnetitových rud a granátitů), za použití obsahů MnO, FeO_{tot} a Al_2O_3 – obr. 5, byla zjištěna rozdílná chemická složení. Tyto rozdíly nesvědčí pro jednotný (společný) vznik magnetitových rudnin a Mn-bohatých rudnin, což potvrdilo naše již zmíněné poznatky z terénu a studia makrovzorků rudnin.

Na základě uvedených příkladů z petrografie rud (s výskytem amfibolů, chloritů a biotitu) a geologie oblasti, je třeba podrobně vyhodnotit dnes známé poznatky o horninách sobotínského amfibolitového masivu, především z prací FIALY et al. (1980), SOUČKA (1981), JELÍNKA a SOUČKA (1981) a PŘICHYSTALA a NOVOTNÉHO (1999).

V sobotínském masivu jsou zastoupeny regionálně metamorfované bazické a ultrabazické horniny prevariského stáří, které byly metamorfovány za podmínek facie zelených břidlic až facie amfibolitové. Hlavními horninovými typy jsou:

- metamorfované ekvivalenty ultrabazických magmat, které byly chudé na Cr a relativně bohaté na Ni a Co (serpentinity, mastkové horniny, aktinolitické břidlice a chloritické břidlice)
- metamorfované ekvivalenty bazických hornin (gaber a hornblenditů s tholeitickým charakterem). Tyto horniny jsou relativně bohaté na Ti a V a patří sem amfibolity, aktinolitické horniny a metahornblendity.
- chlorit-amfibol-epidotické horniny byly vyčleněny jako přechodné členy mezi ultrabazickými a bazickými horninami
- metaultrabazity a metabazity se nalézají v masivu od sebe prostorově odděleny, což dokumentuje rozvinuté procesy diferenciace

Ve vývoji sobotínského masivu byly formulovány důležité okolnosti, vzhledem k tvorbě rud a silikátů:

- nabohacení rudními minerály (magnetitem, sulfidy jsou ojedinělé) nacházíme pouze v bazických členech a je interpretováno (FIALOU et al. 1980) jako synmetamorfní, nikoli jako primárně magmatické
- v mladších diferenciátech docházelo k hromadění železa, vanadu a titanu za současného růstu koncentrace SiO_2 (JELÍNEK a SOUČEK 1981)
- magnetit s průměrně 0,09–0,15 hm.% TiO_2 a ilmenit s obsahem 3–5 mol.% Fe_2O_3 v pevném roztoku odpovídají relativně nízkým teplotám vzniku (značně pod 500 °C)
- amfiboly metabazických hornin sobotínského masivu jsou reprezentovány tschermakitem (tschermakitový a ferrotschermakitový amfibol, který krystaloval mezi

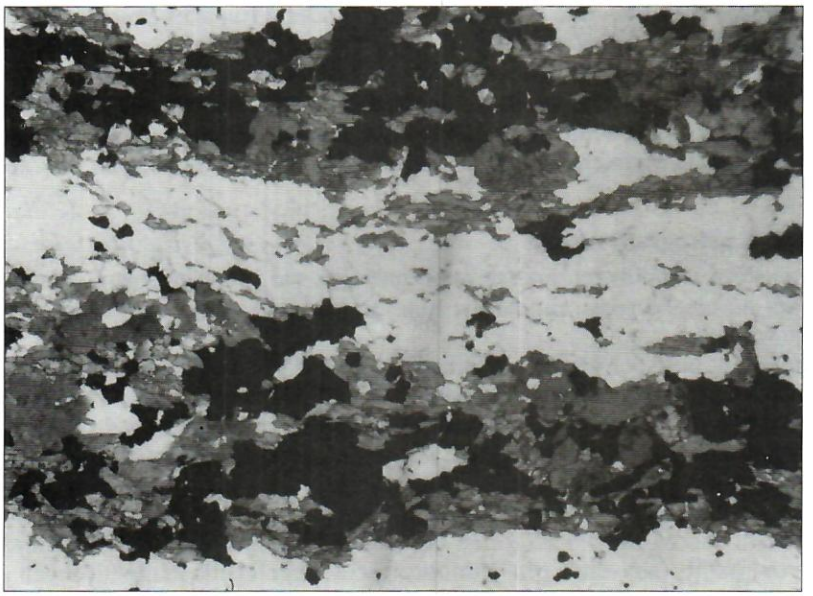


Foto 3. Páskovaný typ křemen-magnetitové rudy z lokality Zadní Hutisko s fenomény silicifikace. Tmavé pásky jsou tvořeny magnetitem a amfibolem, mladší křemen pronikající paralelně s foliací horniny uzavírá zbytky korodovaných amfibolů. Výbrus, 1 nikol, velikost záběru 4,2×3 mm.

Photo 3. Banded type of quartz-magnetite ore from Zadní Hutisko occurrence with silicification signs. Magnetite and amphibole are presented in dark bands jounger quartz penetrate parallel to foliation of rock and close relicts of corroded amphiboles. Thin section, 1 nicol, size of photo 4.2×3 mm.

Foto 4. Rudnina s vysokým obsahem apatitu ze Švagrova, parageneze apatit + křemen + amfibol + biotit. Výbrus, 1 nikol, velikost záběru 1,7×1,2 mm.

Photo 4. High content of apatite in the ore from Švagrov, assemblage of apatite + quartz + amphibole + biotite. Thin section, 1 nicol, size of photo 1.7×1.2 mm.

600–500 °C), přes Mg-hornblend (teploty krystalizace 500–350 °C), až k tremolit-aktinolitu. Teplota metamorfní rekrystalizace amfibolů se pohybuje okolo 400 °C (FIALA et al. 1980).

- biotit se objevuje v malých množstvích v chlorit-epidotových amfibolitech a na základě jeho chemismu není významný pro řešení geneze hostitelských hornin. Asociace biotit-chlorit nejsou v sobotínském masivu uváděny, chlorit sám je ale široce rozšířený
- albit je hydrotermálního původu

Ve sledované oblasti jsou známy též bazické apofýzy intruzív, srovnatelných se sobotínským masivem (HANŽL 1995, FOJT et al. 1997). Jde o výskyty bazických žil z lokality „Zámčisko", protínajících desenské ruly. Zmíněná lokalita je nedaleko rudního výskytu Mnišské jámy. Bazická žíla ze Zámčiska je regionálně metamorfovaná, sestává z amfibolitu. Podle chemických analýz a obsahu stopových prvků má rovněž tholeitický charakter, což umožnuje její paralelizaci se sobotínským masivem. Složení žíly ze Zámčiska odpovídá amfibolitům např. ze Švagrova, horninové amfiboly mají složení od tschermakitového amfibolu, přes ferrohornblend až k aktinolitovému amfibolu.

Charakteristiky minerálů rudnin

Amfiboly magnetitových rud jsou bohaté Mg. Jejich chemismus je charakterizován na obr. 6 (klasifikace LEAKE et al. 1997). Jde o skupinu vápenatých amfibolů, jejichž složení se pohybuje od tschermakitu, přes Mg-hornblend, aktinolit až k tremolitickému amfibolu. Posledně jmenovaný amfibol je rozšířen zejména na lokalitě Zadní Hutisko. V rudninách z lokalit Sylvani a Kosaře byly zjištěny páry Mg-hornblend + aktinolit (resp. tremolitický hornblend). Jejich vztah je obtížné posoudit, nebyly pozorovány zonální krystaly.

Amfiboly tvoří nepravidelná zrna až automorfní krystalky o velikosti 0,2–2 mm, silně pleochroické (Z – modrozelená, Y – zelená, X – slabě žlutohnědá). Aktinolity a tremolitické amfiboly jsou lištovité.

Studované amfiboly z magnetitových rud mají podobné chemické složení (tab. 3, 4) jako amfiboly bazických hornin sobotínského amfibolitového masivu, charakterizované podrobně FIALOU et al. (1980). Také blíže nepřiřazené žilné bazické horniny, pronikajícími desenskými rulami na lokalitě Zámčisko (FOJT et al. 1997), vykazují obdobný chemismus amfibolů.

Biotity mají různé složení. Podobají se chemismem buď biotitům z hornin sobotínského masivu a bazickým apofýzám, nebo se blíží biotitům desenských rul – obr. 7. Proto se domníváme, že biotity v rudninách jsou dvojí geneze (příslušejí dvěma protolitům).

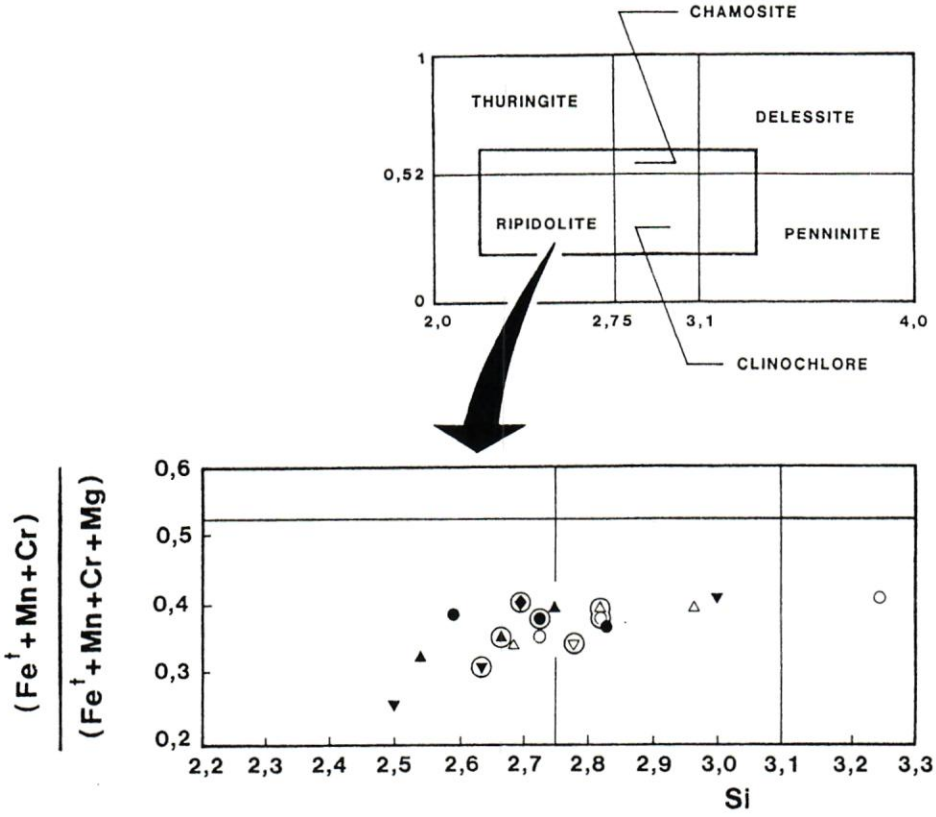
Chlority magnetitových rud již byly zpracovány v monografické studii (LOSOS, MÜCKE 1998 MÜCKE, LOSOS 1999).

Jejich chemické složení je více variabilní, zejména na lokalitách Mnišské jámy, Kosaře a Zadní Hutisko. Jde o členy pevného roztoku klinochloru a chamositu ve smyslu klasifikace WIEWIORY, WEISSE (1990) a WEISSE (1991) se zanedbatelným podílem pennantitové komponenty (1–2 mol.%). Chemismus kolísá od $klinochlor_{72}$ $chamosit_{27}$ po $chamosit_{51}$ $clinochlor_{48}$. Podle starší klasifikace MELKY (1965) jde o klinochlor, ripidolit nebo pennin (obr. 8). Mikroskopicky byly zjištěny běžně chloritizace biotitu, méně amfibolu (Švagrov).

Geneticky odpovídají rudní chlority mafickému horninovému protolitu, podle diagramu LIARDA (1989), modifikoval Sheikhikhou (1992) – obr. 9. Chlority krystalovaly dle termometrů CATHELINEAU (1988) a JOWETTA (1991) za teplot 310–400 °C, které korespondují s retrográdní variskou metamorfózou (MÜCKE, LOSOS 1999).

Apatit je z genetického hlediska i hojností výskytu významnou komponentou rudnin. Všechny apatity jsou jednotné svým chemismem. Obsahují zvýšené podíly FeO (0,16–0,70 hm.%) vedle nízkých koncentrací MnO (0,04–0,48 hm.%), což by nasvědčovalo stejnému původu apatitů (tab. 5). V uvedených analýzách nebyl stanovován F ani Cl, a proto byly přepočítány na čistý hydroxylapatit.

V apatitu ze vzorku Švagrov 664/2 analyzován na mikrosondě ve významném množství fluor. Jde o rudninu, kde celková analýza vykázala 5,47 hm.% P_2O_5 a 13,10 CaO. To odpovídá 12,9 hm.% apatitu v hornině (5,47 % P_2O_5 + 7,20 % CaO + 0,23 % F). Při analýze byl použit jako standard čistý fluorapatit. Koncentrace fluoru se pohybovala okolo 3,0 hm.%, Cl nebyl nalezen. Jde o vysokou koncentraci fluoru , neboť čistý fluorapatit obsahuje teoreticky 3,77 hm.% F. Apatit ze Švagrova sestává tedy z 79,6 mol. % fluorapatitu a 20,4 mol. % hydroxylapatitu. Takový apatit odpovídá nejspíše magmatogennímu, případně metasomatickému původu. Výsledek je však třeba ověřit dalšími analýzami apatitů.



Obr. 8. Pozice rudních chloritů v klasifikačním diagramu MELKY (1965), vyznačen též vzorek ze sobotínského masivu (FIALA et al. 1980).

Fig. 8. Classification of chlorites (diagram of MELKA 1965) and the position of ore chlorites and chlorite from Sobotín basic body (FIALA et al. 1980).

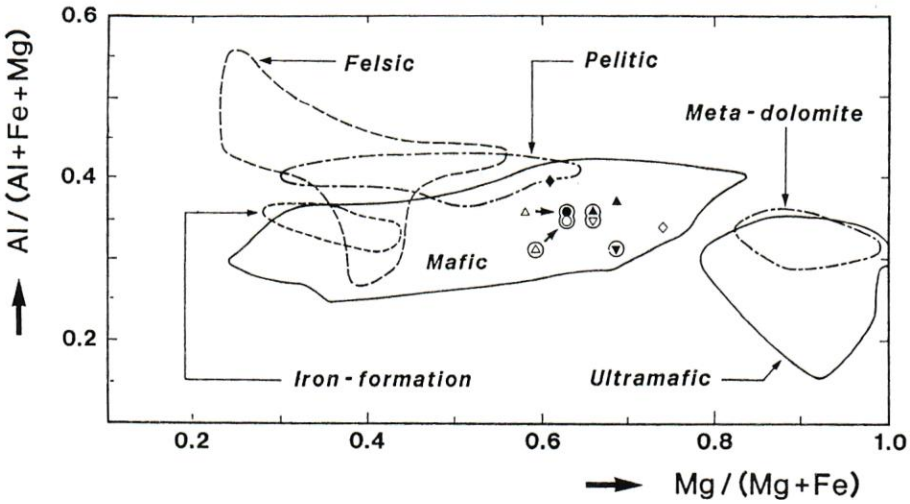
Tab. 5. Mikrosondové analýzy apatitů. I a II – Rudná hora, III a IV – Mnišské jámy, V a VI – Zadní Hutisko.
Table 5. Microprobe analyses of apatite. I a II – Rudná hora, III a IV – Mnišské jámy, V a VI – Zadní Hutisko.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
A. hmotnostní %						
CaO	55,30	55,03	55,28	55,04	53,85	54,25
P_2O_5	42,60	42,60	42,45	42,55	42,43	42,25
FeO	0,16	0,29	0,49	0,70	0,37	0,23
MnO	0,04	0,08	0,12	0,11	0,48	0,31
NiO	0,04	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
H_2Ocalc	1,79	1,78	1,79	1,79	1,79	1,79
B. atomová %						
Ca	4,962	4,948	4,952	4,931	4,893	4,928
Fe	0,011	0,200	0,034	0,049	0,026	0,016
Mn	0,003	0,006	0,009	0,008	0,044	0,022
Ni	0,003	–	–	–	–	–
Σ	4,979	4,974	4,995	4,988	4,963	4,966
P	3,021	3,026	3,005	3,012	3,047	3,034
OH	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000

Granáty v rudninách jsou dvou typů (obr. 10, tab. 6, 7).

a) Spessartin – almandiny, chemicky více variabilní, s nepodstatnými obsahy grosularové a andraditové komponenty. Takové granáty jsou běžné v silikátové faci páskovaných železných rud (železnorudné formace). Granáty desenských rul nejsou chemicky příliš odlišné (Fediuková et al. 1985), což je v souladu s předpokládanou příbuzností protolitů rul a Mn-horizontů rudniny.

b) Grosuláry jednotného chemického složení (s obsahy 67–72 mol.% grosulárové komponenty), které se objevují rozptýlené v magnetitových rudninách. Vyskytují se většinou pouze v akcesorickém množství, často v paragenezi s epidotem. Jejich vznik



Obr. 9. Chemismus rudních chloritů v diagramu chemického složení chloritů z různých horninových prostředí (podle LIARDA (1988), modifikoval SHEIKHIKHOU (1992)).

Fig. 9. Chemical composition of chlorites in various geological environments. Diagram of LIARD (1988) modified by SHEIKHIKHOU (1992), with samples of ore chlorites from Desná Dome.

Tab. 6. Chemické složení spessartin-almandinových granátů a počty kationtů v jejich empirických vzorcích. Počítáno na 16 kationtů.
Table 6. Chemical composition of the spessartine-almandine garnets and numbers of cations in their empirical formulas. It is calculated on the 16 cation basis.

Vzorek a lokalita	662/3 MP80 Hutisko	662/3 MP84 Hutisko	662/4 MP70 Hutisko	664/1 MP53 Švagrov	664/1 MP54 Švagrov	663/3 MP19 Kyzový důl	663/3 MP19 Kyzový důl
Texturní typ	Páskovaná magnetit-křemen-granát. ruda	Páskovaná magnetit-křemen-granát. ruda	Páskovaná magnetit-křemen-granát. ruda	Páskovaná magnetit-křemen-granát. ruda	Páskovaná magnetit-křemen-granát. ruda	Páskovaná magnetit-křemenná ruda	Páskovaná magnetit-křemenná ruda
Klasifikace granátu	Spessartin	Spessartin	Spessartin	Almandin-spessartin	Almandin-spessartin	Spessartin-almandin	Spessartin-almandin
SiO_2	37,85	38,30	38,38	36,58	37,02	37,57	37,76
TiO_2	–	0,06	–	0,20	0,06	–	–
Al_2O_3	19,08	18,63	18,09	18,39	19,10	19,57	19,11
FeO	11,14	15,66	14,14	26,17	25,75	16,85	15,46
MnO	28,14	23,20	22,20	11,03	11,66	16,66	17,33
MgO	1,82	2,03	1,97	2,93	3,14	3,10	2,39
CaO	3,64	4,28	6,32	5,43	3,60	7,43	8,01
FeOcalc	7,85	11,43	9,03	21,41	22,61	13,64	12,29
Fe_2O_3calc	3,64	4,69	5,67	5,29	3,49	3,57	3,52
Total	102,02	102,62	101,66	101,26	100,68	101,54	100,41
Si^{IV}	6,000	6,000	6,000	5,863	5,952	5,945	6,000
Al^{IV}	–	–	–	0,137	0,048	0,055	–
Σ (T site)	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Al^{IV}	3,565	3,440	3,333	3,338	3,570	3,577	3,579
Ti^{IV}	–	0,007	–	0,024	0,007	–	–
Fe^{3+}	0,435	0,553	0,667	0,638	0,422	0,423	0,421
Σ (O site)	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Fe^{2+}	1,041	1,498	1,182	2,870	3,040	1,796	1,633
Mn	3,778	3,078	2,940	1,498	1,588	2,222	2,332
Mg	0,430	0,474	0,459	0,700	0,753	0,728	0,566
Ca	0,618	0,718	1,059	0,933	0,620	1,254	1,364
Σ (A site)	5,868	5,769	5,639	6,000	6,000	6,000	5,895
O	23,868	23,773	23,639	23,944	23,979	23,972	23,895
Alm	17,700	26,000	21,000	47,700	50,600	29,900	27,700
Spess	63,800	51,300	52,100	24,100	26,100	37,000	39,600
Pyr	7,300	8,200	8,100	11,600	12,500	12,100	9,600
Gros	–	–	1,000	–	–	10,300	12,400
Ti-Gros	–	0,200	–	0,600	0,200	–	–
Cald	0,600	2,000	–	0,800	0,300	–	–
Andr	10,500	12,300	17,700	15,100	10,200	10,600	10,700
Alm+Spess	81,500	77,200	73,100	71,800	76,700	67,000	67,300
Fe_{tot}	1,477	2,052	1,849	3,508	3,462	2,219	2,054

Tab. 7. Chemické složení grossulárových granátů a počty kationtů v jejich empirických vzorcích. Kalkulováno na 16 kationtů.
Table 7. Chemical composition of the grossular – garnets and numbers of atoms in their empirical formulas. It is calculated on the 16 cation basis.

Vzorek a lokalita	661/1 MP89 Kosaře	661/1 MP92 Kosaře	664/1 MP47 Švagrov	664/2 MP13 Švagrov	664/2 MP9 Švagrov	663/3 MP10 Kyzový důl	663/3 MP17 Kyzový důl
Texturní typ	Páskovaná magnetit-(křemenná) ruda	Páskovaná magnetit-(křemenná) ruda	Páskovaná magnetit--křemen-granát. ruda	Páskovaná magnetit--křemen-granát. ruda	Páskovaná magnetit--křemen-granát. ruda	Páskovaná křemen--magnetitová ruda	Páskovaná křemen--magnetitová ruda
Klasifikace granátu	Grossular	Grossular	Grossular	Grossular	Grossular	Grossular	Grossular
SiO_2	38,62	38,72	38,61	38,03	38,66	38,26	37,84
TiO_2	–	–	0,15	–	–	–	–
Al_2O_3	21,82	21,82	21,26	22,55	21,52	23,68	24,14
FeO	14,05	14,98	12,56	13,85	13,88	11,63	11,44
MnO	0,46	0,21	0,45	0,41	0,29	0,71	0,75
MgO	–	–	–	–	0,32	–	–
CaO	23,21	23,81	26,06	25,30	25,00	23,82	24,13
FeOcalc	14,01	14,86	11,88	13,65	13,36	11,63	11,44
Fe_2O_3calc	0,04	0,13	0,76	0,23	0,58	–	–
Total	98,16	99,55	99,17	100,17	99,73	98,10	98,30
Si^{IV}	6,000	6,000	6,000	5,871	5,997	5,782	5,708
Al^{IV}	–	–	–	0,129	0,003	0,218	0,292
Σ (T site)	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Al^{IV}	3,995	3,985	3,894	3,974	3,932	4,000	4,000
Ti^{IV}	–	–	0,018	–	–	–	–
Fe^{3+}	0,005	0,015	0,089	0,026	0,068	–	–
Σ (O site)	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Fe^{2+}	1,821	1,926	1,544	1,762	1,733	1,470	1,443
Mn	0,061	0,028	0,059	0,054	0,038	0,091	0,096
Mg	–	–	–	–	0,074	–	–
Ca	3,863	3,953	4,339	4,185	4,155	3,857	3,900
Σ (A site)	5,745	5,907	5,942	6,000	6,000	5,418	5,439
O	23,745	23,907	23,951	23,935	23,999	23,309	23,293
Alm	31,700	32,600	25,900	29,400	28,900	27,100	26,500
Spess	1,100	0,500	1,000	0,900	0,600	1,700	1,800
Pyr	–	–	–	–	1,200	–	–
Gros	67,100	66,500	70,400	69,100	67,600	71,200	71,700
Ti-Gros	–	–	0,400	–	–	–	–
Cald	–	–	–	–	–	–	–
Andr	0,100	0,400	2,200	0,700	1,700	–	–
Alm+Spess	32,700	33,100	26,900	30,300	29,500	28,800	28,300
Fe_{tot}	1,825	1,941	1,632	1,788	1,801	1,47	1,443

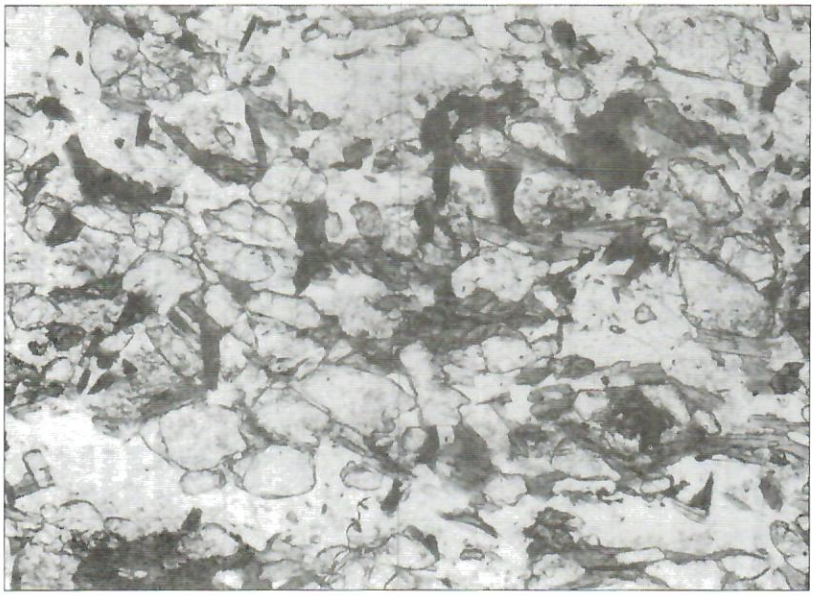


Foto 5. Rudnina s vysokým obsahem apatitu z Kyzového dolu, parageneze apatit + křemen + chlorit. Výbrus, 1 nikol, Výbrus, 1 nikol, velikost záběru 1,7×1,2 mm.
Photo 5. High content of apatite in the ore from Kyzový důl, assemblage of apatite + quartz + chlorite. Thin section, 1 nicol, size of photo 1.7×1.2 mm.

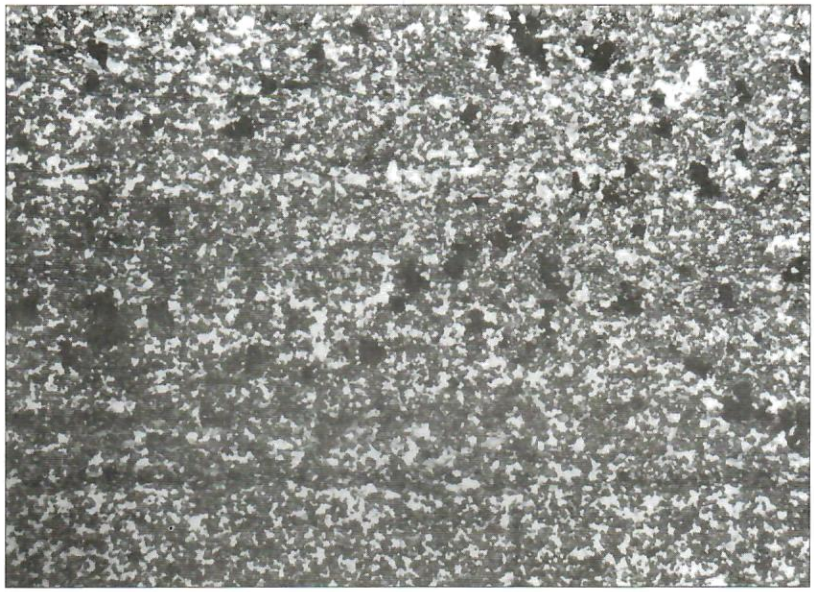


Foto 6. Gondit (= granátit) s paragenezí spessartin–almandin + křemen + (magnetit). Lokalita Zadní Hutisko. Výbrus, 1 nikol, velikost záběru 4,2×3 mm.
Photo 6. Gondite (= garnet-rich rock) from Zadní Hutisko, with assemblage of spessartine-almandine + quartz + (magnetite). Thin section, 1 nicol, size of photo 4.2×3 mm.

může souviset s kontaktně-metasomatickým vlivem bazických apofýz na okolní ruly, případě s procesy silicifikace. První z autorů uvažuje spíše o jejich látkovém původu z rul, jejichž některé komponenty byly začleněny do páskované rudniny. Z desenských rul však grosulary popsány nebyly. Tato interpretace vychází zřejmě z nálezu vzorku ryl z ložiska Švagrov s relativním nabohacením grosulárem podél zón silicifikace, paralelně s foliací horniny (foto 11).

Magnetit obsahuje vzácně inkluze ilmenitu, lokálně též inkluze hercynitu (Sylvani). Geneticky důležité obsahy stopových prvků v magnetitech (Ti, V, Mn, Ni a Al) jsou shrnuty v tab. 8.

Analýzy koncentrátů magnetitu ukazují se zřetelem na jejich poměry V/Ni na magmatogenní původ magnetitu. Analogie s páskovanou železnorudnou formací nejsou indikovány. Na základě poměru V/Ti lze magnetity desenských rud přiřadit k magmatickým ložiskům, bohatých apatitem a rovněž titanem (obr. 11) – LOBERG, HORNDAHL (1983).

Tab. 8. Bodové analýzy magnetitů: I. Sylvani – průměr z 10 analýz, II. – Sylvani (nejvyšší Mn), III. – Rudná hora (průměr ze 4 analýz), IV. a V. – Zadní Hutisko, VI. – Kyzový důl (průměr z 5 analýz), VII. – Kyzový důl (nejvyšší Al), VIII. – Mnišské jámy (průměr z 8 analýz), IX. – Mnišské jámy (nejvyšší obsah stopových prvků).

Table 8. Electron-microprobe analyses of magnetite: I. Sylvani – average of 10 analyses, II. – Sylvani (highest Mn), III. – Rudná hora (average of 4 analyses), IV. a V. – Zadní Hutisko, VI. – Kyzový důl (average of 5 analyses), VII. – Kyzový důl (highest Al), VIII. – Mnišské jámy (average of 8 analyses), IX. – Mnišské jámy (highest trace-element content).

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.
A. hmotnostní % oxidů									
FeO	92,73	92,07	92,16	92,34	93,47	93,38	92,64	93,39	91,95
TiO_2	0,12	0,12	0,15	0,04	0,08	0,30	0,04	0,14	0,89
MnO	0,21	0,69	0,18	0,07	0,25	0,07	0,07	0,14	0,22
NiO	0,06	n.d.	0,01	0,14	n.d.	0,03	n.a.	0,01	0,05
MgO	0,07	n.d.	n.d.	0,02	n.d.	0,02	0,06	n.d.	n.d.
V_2O_3	0,14	0,13	0,03	0,11	0,10	0,05	n.a.	0,03	0,07
Cr_2O_3	0,02	n.d.	0,01	0,05	n.d.	0,05	n.a.	0,01	0,09
Al_2O_3	0,16	0,04	0,29	0,14	0,10	0,05	0,15	0,08	0,02
FeOcalc	30,89	30,42	30,91	30,79	31,16	31,45	30,89	31,24	31,56
Fe_2O_3calc	68,73	68,52	68,07	68,41	69,25	68,83	68,63	69,07	67,12
Σ	100,40	99,92	99,64	99,77	100,64	100,85	99,84	100,72	100,02
B. atom. %									
$FeFe_2O_4$	97,80	97,20	98,30	98,65	98,60	98,40	99,05	98,85	96,30
Fe_2TiO_4	0,30	0,30	0,40	0,10	0,20	0,90	0,10	0,40	2,50
$MnFe_2O_4$	0,70	2,20	0,60	0,20	0,80	0,20	0,20	0,50	0,70
$NiFe_2O_4$	0,20	–	–	0,40	–	0,10	–	–	0,20
$MgFe_2O_4$	0,40	–	–	0,10	–	0,10	0,30	–	–
$FeAl_2O_4$	0,35	0,10	0,65	0,30	0,25	0,10	0,35	0,20	0,05
$FeCr_2O_4$	0,05	–	–	0,10	–	0,10	–	–	0,15
FeV_2O_4	0,20	0,20	0,05	0,15	0,15	0,10	–	0,05	0,10

Ilmenit. Vedle magnetitu se vyskytuje na všech sledovaných lokalitách také ilmenit. Zvláště hojný je na ložisku Sylvani, častý je na Mnišských jamách. Zde ilmenit částečně oxiduje na hematit-ilmenit, společně s martitizací magnetitu. Chemismus ilmenitů kolísá v širokých mezích ($FeTiO_3$: 45–79, $MnTiO_3$: 12–51 mol. %). Pouze obsahy V_2O_3 jsou konstantní u všech ilmenitů – kolem 0,4 mol. %.

Ilmenity z magnetitových poloh jsou v rámci jednoho rudního výskytu jednotné svým chemickým složením. Existují však rozdíly v chemismu ilmenitů z různých lokalit (tab. 9) Bylo zjištěno nárůstání obsahu pyrofanitové komponenty v ilmenitech magneti-

tových rud směrem od sobotínského masivu k nejvzdálenějšímu výskytu Mnišské jámy (obr. 12). Popsanou změnu chemismu ilmenitů interpretujeme jako indikaci magmatické diferenciace, kdy nejvzdálenější výskyty magnetitových rud od masivu představují nejmladší diferenciáty – nejbohatší manganem.

Tab. 9. Bodové analýzy ilmenitu mikrosondou: I.–V. Sylvani (I. – průměr z 12 analýz, II. – nejvyšší obsah pyrofanitu, III. – nejnižší obsah pyrofanitu, IV. – orientovaná lamela v magnetitu, V. – nejvyšší koncentrace Fe_2O_3), VI. – Švagrov (průměr ze 3 analýz), VII. – Kyzový důl (průměr ze 3 analýz), VIII. – Břidličná (průměr ze 4 analýz), IX. – Mnišské jámy (průměr z 5 analýz).

Table 9. Electron-microprobe analyses of ilmenites: I.–V. Sylvani (I. – average of 12 analyses, II. – highest pyrofanite content, III. – lowest pyrofanite content, IV. – oriented lamella in magnetite, V. – highest Fe_2O_3-concentration), VI. – Švagrov (average of 3 analyses), VII. – Kyzový důl (average of 3 analyses), VIII. – Břidličná (average of 4 analyses), IX. – Mnišské jámy (average of 5 analyses).

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.
A. hmotnostní % oxidů									
TiO_2	49,54	49,85	49,51	50,56	48,14	49,33	50,65	51,63	50,72
FeO	43,19	40,10	45,66	40,44	43,32	39,64	36,69	33,72	24,20
MnO	5,83	9,38	4,24	6,80	7,1	9,99	11,96	13,73	23,98
MgO	0,58	n.d.	0,04	1,30	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
V_2O_3	0,41	0,40	0,38	0,40	0,42	0,37	0,40	0,42	0,38
Al_2O_3	0,01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cr_2O_3	n.d.	n.d.	n.d.	0,02	0,02	0,03	0,01	n.d.	n.d.
CaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,15	n.d.	n.d.	n.d.
Fe_2O_3calc.	6,19	5,27	6,13	4,62	7,96	6,21	4,12	2,00	4,79
FeOcalc.	37,62	35,36	40,15	36,29	36,15	34,05	32,98	31,92	19,89
Σ	100,18	100,26	100,45	99,99	99,79	100,13	100,12	99,70	99,76
B. atom. %									
$FeTiO_3$	79,00	74,60	84,50	76,00	76,70	71,90	70,20	68,90	45,20
$MnTiO_3$	12,40	20,00	9,10	14,40	15,20	21,40	25,40	29,40	51,40
$MgTiO_3$	2,20	–	0,20	4,80	–	–	–	–	–
$CaTiO_3$	–	–	–	–	–	0,40	–	–	–
Fe_2O_3	5,85	5,00	5,80	4,35	7,60	5,90	3,95	1,25	3,00
V_2O_3	0,40	0,40	0,40	0,40	0,45	0,35	0,40	0,45	0,40
Cr_2O_3	–	–	–	0,05	0,05	0,05	0,05	–	–
Al_2O_3	0,15	–	–	–	–	–	–	–	–

Diskuse

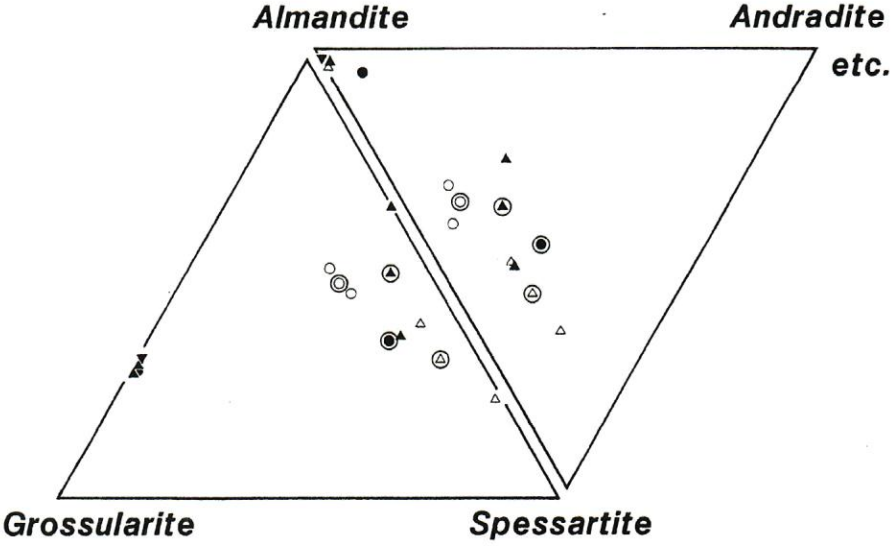
POUBA (1960, 1970) na základě svých výzkumů sestavil následující genetický model vzniku páskovaných magnetitových rud desenské skupiny silesika:

1. Protolit vychází z submarinních exhalací a dispergovaných tufů, které obsahovaly v podstatném množství Fe a Si, v malé míře Al, Mn a S.
2. Železo, obsažené ve vodním roztoku, vypadávalo ve formě hydrohematitu, případně hematitu. Sedimentovalo vedle koloidního SiO_2, často z klimatických důvodů v rytmech.
3. Metamorfózou prevariského stáří byl protolit za redukčních podmínek transformován na magnetit-křemenné (resp. nejprve opálové) rudy, současně s formováním okolních pararul.
4. Křemen-magnetitové rudy označil Pouba jako typ „Sydvaranger", podle sydvarangerské železnorudné formace v Norsku, nacházející se 8 km jižně od Kirkenes. Stáří této formace je udáváno na 2,5–2,6 miliard let.

Nově zjištěnými poznatky jsou:

1. Mg-amfiboly a jejich metamorfní (retrográdní) následné produkty (aktinolity), typické v magnetitových rudách desenské skupiny, jsou v páskovaných železnorudných formacích ze světových ložisek neznámé.
2. Amfiboly magnetitových rud desenské skupiny mají stejné chemické složení jako amfiboly bazických hornin sobotínského masivu (FIALA et al. 1980) a bazické žíly v desenských rulách (FOJT et al. 1997), nedaleko od Mnišských jam. Pokud by akcesorické amfiboly v železných rudách vznikly metamorfózou vulkanických popelů, které bychom považovali za součást protolitu rud, mohly by se odlišovat svým chemismem od amfibolů sobotínského masivu.
3. Magnetitové rudniny obsahují vždy zvýšené obsahy P_2O_5. Někdy zastihneme rudní partie, obsahující až 13–20 obj. % apatitu. Přitom apatit není komponentou páskované železnorudné formace, ani typu „Algoma" ani typu „Lake Superior".
4. Polohy páskovaných magnetitových rud desenské skupiny obsahují v průměru 0,14 hm.% MnO (variace od 0,25 do 0,07 hm.%) a mají obsahy Fe v průměru 23,5 hm.% Fe_2O_3 a 10,5 FeO. V odkrytém neúplném profilu bohatou rudní polohou na lokalitách Mnišské jámy a Zadní Hutisko neobsahuje magnetitová ruda makroskopicky viditelné granátové pásky.
5. Naproti tomu pocházejí z haldového materiálu a starších sběrů (z lokalit Zadní Hutisko, Švagrov a Mnišské jámy) běžné vzorky spessartinem bohatých páskovaných „granátitů" (gonditů), někdy s malým obsahem magnetitu. Mají průměrný obsah 7,2 hm.% MnO (max. cca 10 hm.%), za současných obsahů železa 11 hm.% Fe_2O_3 a 10 hm.% FeO. Polohy gonditů se v některých vzorcích rudnin z hald stýkají s magnetitovými partiemi, vzácně se oba rudní typy na vzorcích střídají.

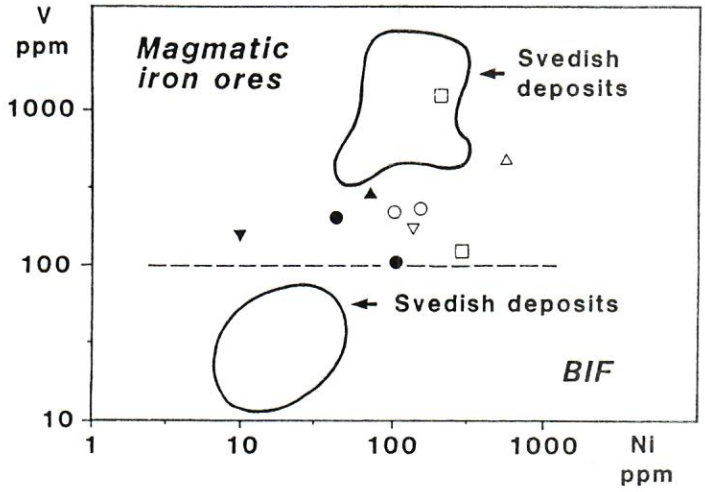
   Za předpokladu, že by studované rudy kompletně vznikly z původních submarinních sedimentů, muselo by při precipitací z mořské vody nastat určité prostorové oddělení

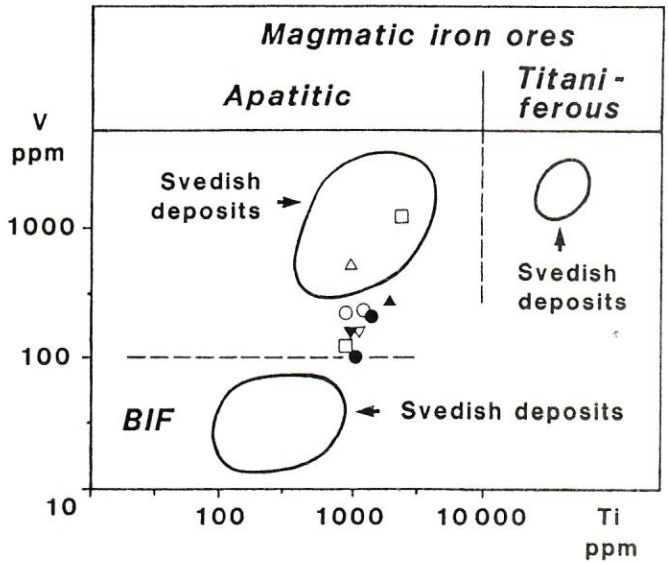


Obr. 10. Chemické složení granátů rudnin.
Fig. 10. Chemical composition of garnets from magnetite ores.

Fe- a Mn+Fe – fází. Museli bychom připustit ostré dělení (separaci) na malém prostoru, což je málo pravděpodobné.

6. Chlority jsou v železnorudné formaci raritou. Na jejich místě zde vystupuje greenalit a jeho metamorfní následné produkty.
   V magnetitových rudách desenské skupiny jsou však chlority velmi hojné. Jejich chemické složení se pohybuje od klinochlor$_{72}$ chamosit$_{27}$ po chamosit$_{51}$ clinochlor$_{48}$. Geneticky odpovídají mafickému horninovému protolitu (LIARD 1989, SHEIKHIKHOU





Obr. 11. Poměry V/Ni a V/Ti magnetitů z koncentrátů. Magnetity studovaných rud lze přiřadit k magmatickým ložiskům, bohatých apatitem a Ti (LOBERG, HORNDAHL 1983).

Fig. 11. The relations of V/Ni and V/Ti of magnetites from concentrates. Magnetites of the studied ores answer to magmatic deposits rich in apatite and Ti (LOBERG, HORNDAHL 1983).

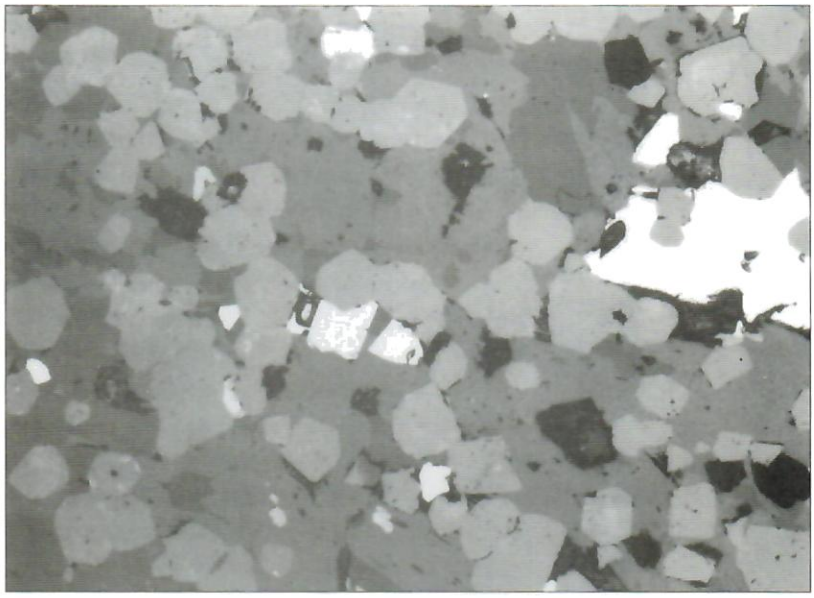


Foto 7. Parageneze spessartin-almandin + amfibol + magnetit + (chlorit) v rudnině blízké gonditu z lokality Zadní Hutisko. Granát je starší než amfibol, ve kterém je uzavírán. Nábrus, 1 nikol, velikost záběru 700×504 m.
Photo 7. Assemblage of spessartine-almandine + amphibole + magnetite + (chlorite) in the ore similar to gondite from the Zadní Hutisko occurrence. Garnet ist older then amphibole. Polished section, 1 nicol, size of photo 700×504 m.

Foto 8. Páskovaná křemen-magnetitová ruda z lokality Kosaře.
Photo 8. Banded quartz-magnetite ore from Kosaře.

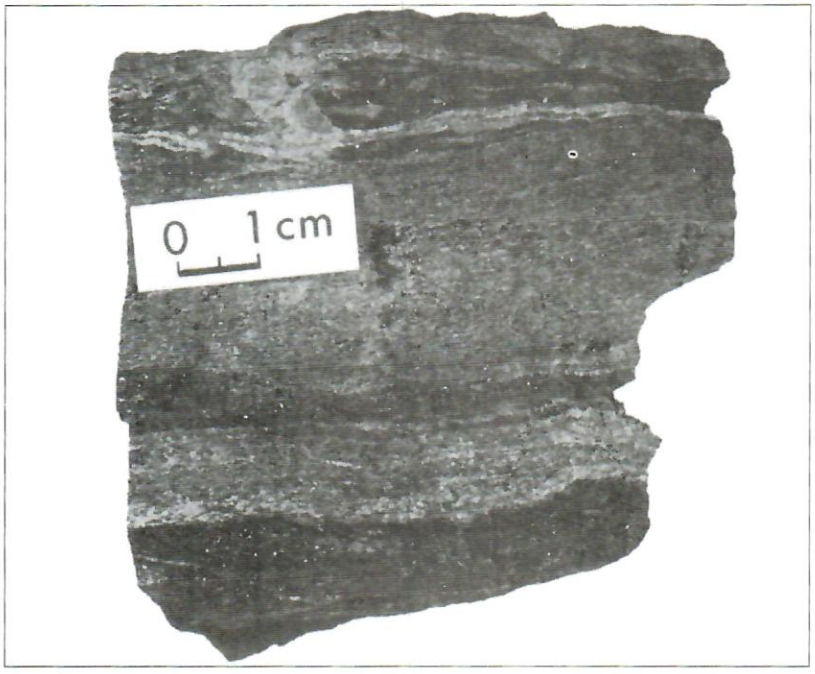


Foto 9. Heterogenní páskovaná magnetitová ruda ze Švagrova.
Photo 9. Heterogeneous banded magnetite ore from Švagrov.

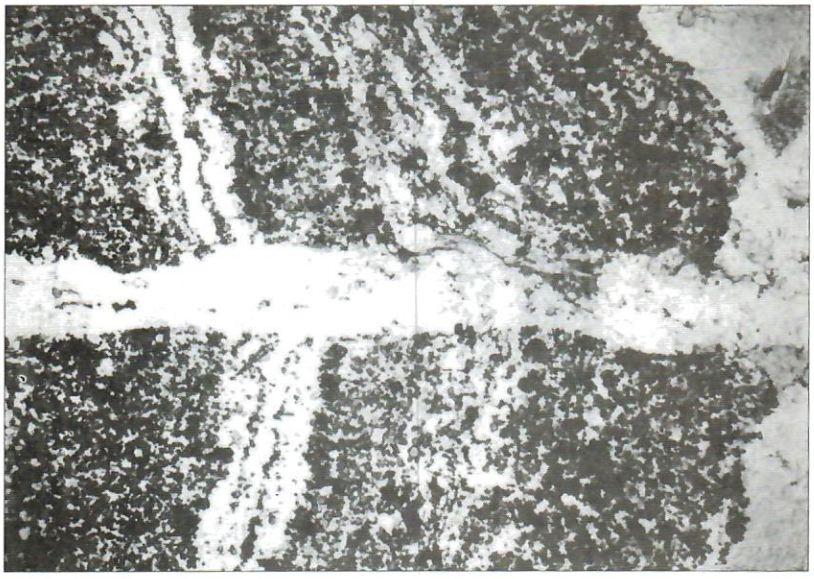


Foto 10. Gondit (= granátit) ze Zadního Hutiska, silicifikovaný paralelně i kolmo k foliaci. Výbrus, 1 nikol, velikost záběru 4,2×3 mm.
Photo 10. Gondite (= garnet-rich rock) from Zadní Hutisko, silicified parallel and cross to the foliation. Thin section, 1 nicol, size of photo 4.2×3 mm.

1992). Chlority krystalovaly dle termometrů CATHELINEAU (1988) a JOWETTA (1991) za teplot 310–400 °C, které korespondují s retrográdní variskou metamorfózou (MÜCKE, LOSOS 1999).

7. V magnetitových rudách desenské skupiny je pravidelnou komponentou karbonát, zastoupený výlučně kalcitem.
   Naproti tomu v železnorudné formaci jsou karbonáty většinou známy jen jako reliktní (v podobě inkluzí) a ne v hrubě štěpných masách či zrnech. Jsou reprezentovány kalcitem, přes dolomit, rodochrozit až k sideritu mají tedy široké rozpětí složení.
8. Nevyjasněné zůstává FIALOU et al. (1980) popsané synmetamorfní nabohacení magnetitem v bazických horninách sobotínského masivu. Pokud magnetitové rudy desenské skupiny považujeme za pozdně magmatické, vykazují v tom případě také znaky platné pro synmetamorfní vznik rud.
9. Ve všech námi sledovaných rudních vzorcích mají silikátové minerály (amfiboly, chlority, biotit, granáty?) nulové nebo jen nepatrné obsahy Fe^{3+}. Také obsahy Fe_2O_3 v ilmenitech sobotínského masivu a páskovaných Fe-rud dokumentují, že primární minerály bohaté Fe^{3+} chyběly. Existence mušketovitu v rámci amfibolitové žíly na lokalitě Zámčisko (FOJT et al. 1997) je lokálním zjevem, pro který nebyly zjištěny analogie v magnetitových páskovaných rudách.
10. Dílčí horninové typy z prostoru studovaných ložisek magnetitových rud, vykazují charakteristické rozdělení stopových prvků (tab. 10).

Tab. 10. Charakteristické stopové prvky v horninových typech z prostoru ložisek magnetitových rud. Uvedené hodnoty představují aritmetické průměry z více analýz.
Table 10. Characteristic elements in various rock types from magnetite deposits. Averages of more analyses are presented.

	Rula	Hornblendit	Gondit	páskovaná ruda	nabohacená ruda
A: obsahy v ppm					
Ni	54	156	285	52	170
Co	34	73	262	55	175
Cr	92	573	100	66	78
V	96	193	104	82	310
Zr	142	82	170	95	111
Sr	172	53	35	28	24
Rb	61	13	21	11	9
Ba	523	53	95	64	49
B: obsahy v hm.%					
TiO_2	0,6	0,81	0,52	0,23	0,23
MnO	0,1	0,38	7,64	0,27	0,27
P_2O_5	0,17	0,12–5,47	0,38	0,12	0,12

Geneze Fe-Mn rud desenské skupiny

V následujícím přehledu uvádíme možný genetický model vývoje heterogenních Fe-Mn rud desenské skupiny silesika, dle jednotlivých rudních typů:

1. „Granátity"

Granátem bohaté horizonty rudniny (z lokalit Zadní Hutisko, Švagrov, Mnišské jámy a Kyzový důl) jsou *gondity* (= silikátová facie páskované železnorudné formace). Patří k typu „Algoma".

Protolit byl formován současně s drobami a byl společně během prevariské regionální metamorfózy přeměněn na gondity a biotitické desenské ruly. Studované gondity

mají relativně vysoký podíl $SiO_2 + Al_2O_3$ (= 67 hm.%) a malé obsahy MnO (max. 10,2 hm.%) a FeO_{tot} (12,3 hm.%). Proto předpokládáme, že jejich protolit sestával látkově jednak ze submarinních exhalací, jednak z výchozího materiálu budoucích rul.

Výchozí materiál gonditů (= manganem bohatých hornin) představují principiálně distální submarinní sedimenty.

2. Amfibolem bohaté magnetitové rudy

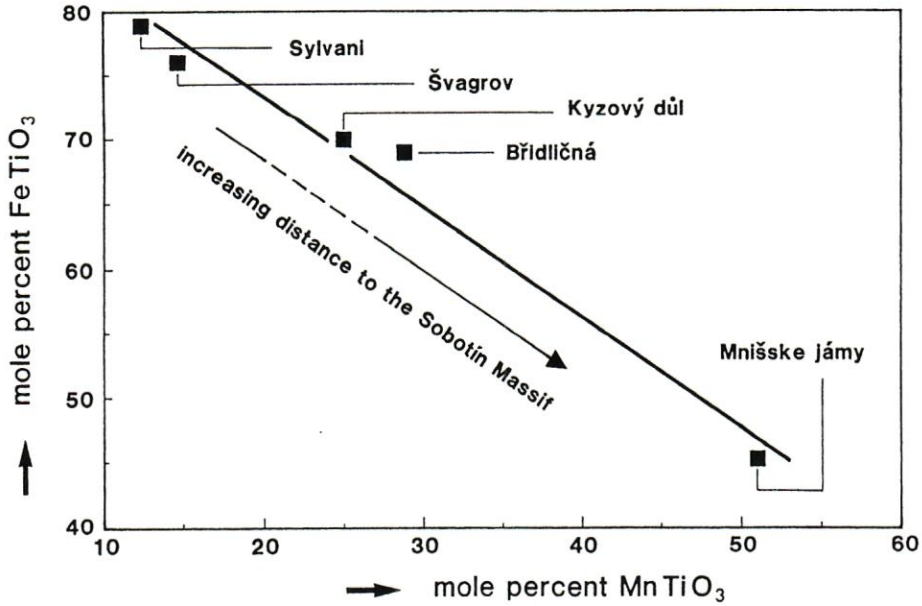
Amfibolity z magnetitových rudnin mají tholeitický charakter, stejně jako horniny sobotínského bazického masivu a bazické žíly nedaleko Mnišských jam na lokalitě Zámčisko.

Magnetitové rudy mohou být považovány za magmatogenní vyloučeniny, vzhledem k jejich obsahům apatitu, Ti, V a Ni. Pravděpodobně se jedná o pozdně magmatické diferenciáty.

Amfiboly v magnetitových rudách mají stejné složení jako amfiboly bazických hornin sobotínského masivu a proto jsou s nimi geneticky spojovány. S amfiboly se vyskytuje lokálně v asociaci biotit.

Původ magnetitem bohatých hornin, jako diferenciátů sobotínského masivu, je podepřen výskytem ilmenitu a jeho chemismem. Na všech dílčích rudních výskytech obsahuje ilmenit asi 0,4 mol. % karelianitové komponenty (= V_2O_3). Naproti tomu obsah pyrofanitové složky (= $MnTiO_3$) narůstá kontinuálně se vzdáleností lokalit od sobotínského amfibolitového masivu (od ložiska Sylvani – 12,4 mol.% až po Mnišské jámy 51,4 mol.%), jako ukazatel klesajícího stáří diferenciátů.

Pozdní diferenciáty sobotínského masivu, bohaté Fe a P intrudovaly za pravděpodobné účasti mechanismů, které jsou označovány jako „filterpressing", ve formě apofýz



Obr. 12. Měnící se chemické složení ilmenitů podle lokalit je geneticky podmíněno, přičemž ilmenity nejmladších rudních těles (nejvzdálenější od sobotínského masivu) jsou nejbohatší manganem.

Fig. 12. Genetically depended Mn-contents in ilmenites vary with increasing distance of ore locality from the Sobotín massif. Ilmenites of the joungest ore bodies have highest Mn.

Foto 11. Desenská rula z ložiska Švagrov s relativním nabohacením grosulárem podél fronty silicifikace, paralelně s foliací horniny. Výbrus, 1 nikol, velikost záběru 4,2×3 mm.
Photo 11. Desná gneiss from Švagrov deposit with common grossular along silicification front, parallel to foliation of rock. Thin section, 1 nicol, size of photo 4.2×3 mm.

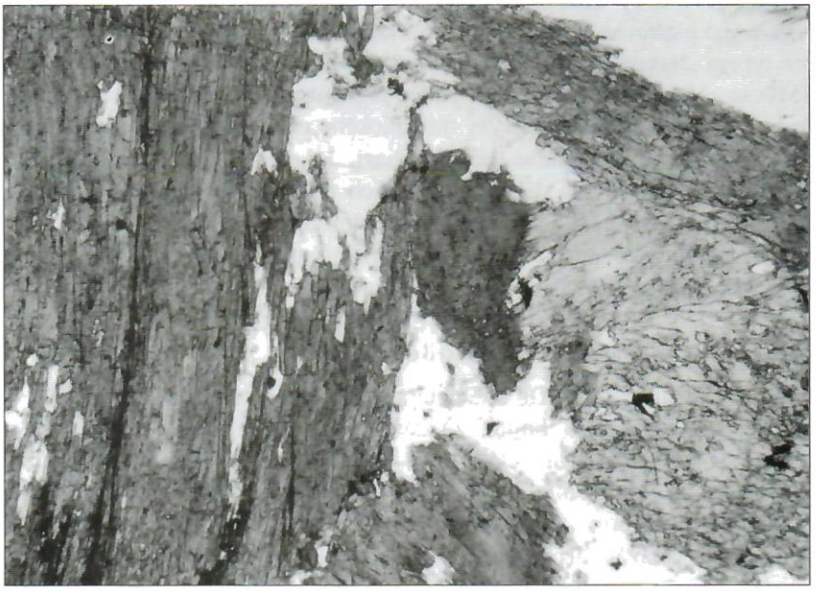


Foto 12. Silicifikovaný amfibolit ze Švagrova. Korodované okraje amfibolů v kontaktu s mladším křemenem. Výbrus, 1 nikol, velikost záběru 4,2×3 mm.
Photo 12. Silicified amphibolite from Švagrov. Corroded rims of amphiboles in contact with jounger quartz. Thin section, 1 nicol, size of photo 4.2×3 mm.

paralelně s břidličnatostí do desenských rul. Intenzívní diferenciace je doložena extrémním nabohacením magnetitu a hojností apatitu.

3. Magnetitové rudy bez amfibolu

V magnetitových rudách bez amfibolu jsou dominantní minerály, které mají metamorfní, metamorfně-retrográdní, případně metamorfně-hydrotermální původ. Jde o nově vzniklé fáze, přeměny, případně rekrystalované minerály. Jejich vznik souvisí s variskou regionální metamorfózou a jedná se o aktinolit, chlorit, albit, epidot a karbonát. Reliktně se vyskytuje v chloritem dominantních rudninách biotit. Chlority rudnin odpovídají geneticky bazickému protolitu a jsou retrográdního původu (LOSOS, MÜCKE 1998 MÜCKE, LOSOS 1999).

4. Silicifikace

Poslední významnou událostí ve vývoji studovaných rud byla intenzívní silicifikace všech typů hornin a rudnin (i když různou měrou). Roztoky SiO_2, derivované při metamorfóze z mocných okolních desenských rul, pronikaly především paralelně s foliací hornin. Aktivním zatlačováním původních minerálů roztoky, ze kterých se SiO_2 vylučoval v podobě křemene, vzniklo střídání – páskování světlých (křemenem dominantních) a tmavých poloh (obsahujících magnetit, amfiboly, biotit a chlorit). Stejným způsobem vzniklo páskování křemen-magnetitových rud na ložisku Itakpe v Nigerii (MÜCKE, NEUMANN 1986). Podobně byly v desenské skupině postiženy i polohy gonditů a některé partie nezrudněných amfibolitů, méně pak rul.

Závěr

Magnetitové rudy desenské skupiny silesika jsou pravděpodobně metamorfované a silicifikované páskované železné rudy, primárně magmatogenního původu. Jsou příbuzné s tzv. typem „Itakpe" magmatogenních páskovaných křemen-magnetitových rud v Nigerii (MÜCKE, NEUMANN 1986). V případě magnetitových rud desenské skupiny silesika pronikaly rudodárné bazické apofýzy tholeitického charakteru (typu sobotínského masivu) desenskými rulami, paralelně s jejich foliací.

Heterogenní rudniny v desenských rulách obsahují rovněž Mn-bohaté horizonty (gondity), srovnatelné se silikátovou facií železnorudné formace (typu Algoma).

Rudniny byly následně postiženy retrográdní variskou metamorfózou a intenzívně silicifikovány, za přínosu SiO_2 z okolních rul.

Poděkování

Autoři jsou zavázáni RNDr. J. Leichmannovi, PhD. za recenzi rukopisu a řadu podnětných připomínek, prof. B. Fojtovi za uvedení do problematiky v terénu a četné náměty i kritická stanoviska. Dále děkují za analytické práce vědeckým a technickým pracovníkům Institutu pro mineralogii a petrografii univerzity v Göttingenu, Tübingenu a Clausthalu Dr. Houzarovi za zapůjčení vzorků z depozitářů Moravského muzea.

Z. Losos je zavázán díkem Konferenci Německé Akademie Věd (DAAD) za poskytnutí půlročního vědeckého stipendia v Göttingenu k řešení projektu výzkumu rud desenské skupiny silesika pod vedením prof. A. Mückeho.

SUMMARY

Magnetite ores of the Desná Group in Silesicum represent metamorphosed and silicified banded iron ores, primarily of magmatic origin, similar to the "Itakpe" ore type in Nigeria. Mn-rich bands consisting mainly of spessartite dominated rocks are also present in the heterogeneous ores. They are suggested to be identical to the gondites – silicate facies of iron formation (type Algoma).

The Itakpe banded iron ore deposit in Nigeria is connected with basic intrusions which were metamorphosed during the Pan African orogeny (about 580 Ma). The basic rocks are represented by gabbros with tschermakite hornblend which occur in the form of apophyses in Basement-Complex (of Liberian age = 2750 Ma, OVERSBY 1975) which is composed of biotite-sillimanite gneisses (MÜCKE, NEUMANN 1986).

In the case of magnetite ores in the Desná Group the situation is similar: basic ore-rich apophyses of tholeitic character and related to the type of Sobotín basic body penetrated the Desná gneisses. Heterogeneous ores and host rocks were subsequently affected by retrogressive Variscian metamorphism, tectonized and intensively silicified.

LITERATURA

BECKE, F., 1892: Vorläufiger Bericht über den geologischen Bau und die krystallinischen Schiefer des Hohen Gesenkes. – S. B. Österr. Akad. Wiss., 101:286–300. Wien.

BEDERKE, E., 1938: Die Eisenerzlagerstätten der östlichen Sudeten. – Z. Berg.-Hütt.-u. Salinenwes., 86:481–487. Berlin.

CATHELINEAU, M., 1988: Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. – Clay Miner., 23:471–485.

FEDIUKOVÁ, E., FIŠERA, M., CHÁB, J., KOPEČNÝ, V., OPLETAL, M., RYBKA, R., 1985: Garnets of the pre-devonian rocks in the eastern part of the Hrubý Jeseník Mts. (North Moravia, Czechoslovakia). – Acta Universitatis Carolinae, Geologica, 3:197–234.

FIALA, J., JELÍNEK, E., POUBA, Z., POUBOVÁ, M., SOUČEK, J., 1980: The geochemistry of the ultrabasic rocks of the Sobotin amphibolite massif (Czechoslovakia). – N. Jb. Miner. Abh. 137:257–281. Stuttgart.

FIŠERA, M., SOUČEK, J., NOVOTNÝ, P., 1986: Blastomylonity skupiny příkrovů Orlíku, Hrubý Jeseník. – Věst. Ústř. Úst. geol., 61, 6:321–331.

FIŠERA, M., PATOČKA, F., 1989: Geochemistry of Variscan blastomylonites of the Vidly pod Pradědem locality, the Hrubý Jeseník Mts.: paleotectonic implications. – Věst. Ústř. Úst. geol., 64, 5:301–312.

FOJT, B., HLADÍKOVÁ, J., KOPA, D., KRAUSOVÁ, D., SULOVSKÝ, P., VÁVRA, V., ZEMAN, J., ZIMÁK, J., 1997: Minerální a horninová asociace z lomu Zámčisko, Hrubý Jeseník. – Čas. Slez. Muz. Opava, (A), 46:235–264.

FOJT, B., ZIMÁK, J., 1994: Parageneze železnorudného výskytu „Kiessgrund" u Vernířovic (severní Morava). – Geol. Výzk. Mor. Slez. v r. 1993:73–74. Brno.

HANŽL, P., 1995: Hornblendit ze šupiny sobotínského masívu jihivýchodně od Zámčiska. – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1994. Brno.

HLADIL, J., 1987: Některé údaje o mikrofaciích a diagenesi devonských vápenců na území Hrubého Jeseníku. – Práce Odb. přír. Věd Kraj. vlastivěd. Muz., 36:22–24. Olomouc.

HUTCHINSON, R. W., 1992: Mineral Deposits and Metallogeny: Indicators od Earth's evolution. – In: Schidlowski, M. et al. (eds.), Early organic evolution: Implications for Mineral and Energy resources:521–545. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg.

JAMES, H. L., 1954: Sedimentary facies of iron formation. – Econ. Geol., 49:235–293.

JAMES, H. L., 1992: Precambrian iron-formations: nature, origin, and mineralogic evolution from sedimentation to metamorphism. – In: Development in Sedimentology 47 (Eds. Wolf K. H. and Chilingarian C. V.), 543–589.

JELÍNEK, E., SOUČEK, J., 1981: Geochemie jesenického a sobotínského amfibolitového masivu. – Acta Univ. Carol., Geol., 4:379–411.

JOWETT, E. C., 1991: Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. – Geol. Assoc. Canada/Mineral. Assoc. Canada/Soc. Econ. Geol. Joint Annual Meeting, Toronto 1991. Program with Abstracts 16, A62.

KLEIN, C., 1983: Diagenesis and metamorphism of Precambrian banded iron-formations. In: A. F. Trendall and R. C. Morris (Eds.), Iron-Formations: Facts and Problems. Elsevier, Amsterdam, 417–471.

KLEIN, C., BEUKES, N. J., 1993: Proterozoic iron-formations. – In: Developments in Precambrian Geology: Proterozoic crustal evolution 10 (Edited by Condie K. C.), 383–418.

KRETSCHMER, R., 1911: Das metamorphe Diorit- und Gabbromassiv in der Umgebung von Zöptau (Mähren). – Jb. Geol. Reichsanst., 61:53–179. Wien.

KRUTA, T., PADĚRA, K., POUBA, Z., SLÁDEK, R., 1968: Die Mineralienparagenese in dem mittleren Teile des Altvatergebirges (Hrubý Jeseník, Hohes Gesenke, ČSSR). – Čas. Morav. mus., LIII, Vědy přír., 5–80.

KUS, Č., SLIVKA, V., ZAMARSKÝ, V., 1987: Prvky vzácných zemin v horninách kry Pradědu. – Věst. Ústř. úst. geol., 62, 1:15–24. Praha.

KVĚTOŇ, P., 1951: Stratigrafie krystalinických sérií v okolí severomoravských grafitových ložisek. – Sbor. Ústř. úst. geol., Geol., 18:277–336. Praha.

LEAKE, B. E., 1997: Nomenclature of amphiboles report of the Subcommittee on amphiboles in the IMA Commission on New Minerals and Mineral Names. – Eur. J. Mineral., 9:623–651.

LIARD, J., 1988: Chlorites: metamorphic petrology. – In: Bailey S. W. (ed.) Hydrous phyllosilicates. Reviews in Mineralogy, 19:405–447. MSA, Michigan.

LOBERG, B. E. H., HORNDAHL, A. K., 1983: Ferride geochemistry of Swedish Precambrian iron ores. – Mineral. Deposita, 18:487–504.

LOSOS, Z., MÜCKE, A., 1998: Chlorites of the banded magnetite ores from Desná group (Silesicum, Czech Republic). – Scripta Fac. Sci. Nat. Univ. Masaryk. Brun., 26 (Geology):77–78. Brno.

MALUSKI, H., RAJLICH, P., SOUČEK, J., 1995: Pre-variscan, Variscan and Early Alpine thermo–tectonic history of the north-eastern Bohemian Massif: An 40Ar/39Ar study. – Geol. Rundsch., 84:345–358.

MELKA, K., 1965: Návrh na klasifikaci chloritových minerálů. – Věstník Úst. Úst. geol., 40:23–29. Praha.

MÍSAŘ, Z., DUDEK, A., HAVLENA, V., WEISS, J., 1983: Geologie ČSSR I, Český masív. – SPN, Praha.

MÜCKE, A., LOSOS, Z., 1999: The significance of chlorites as a genetic indicator in ore deposits exemplified by the magnetite ores from the Desná Group (Silesicum, Czech Republic). – Chem. Erde, 59:233–242.

MÜCKE, A., NEUMANN, U., 1986: The genesis of the banded iron ore deposits of Itakpe area, Kwara State, Nigeria. – Fortschr. Miner., 64, 2:187–204. Stuttgart.

OVERSBY, V. M., 1975: Lead isotopic study of aplites from the Precambrian basement rocks near Ibadan, southwestern Nigeria. – Earth and Planetary Science Letters, 27:177–180.

POUBA, Z., 1953: Zpráva o geologickém mapování okolí ložisek železných rud u Vernířovic v Hrubém Jeseníku. – Zprávy o geol. výzk. v r. 1953:161–166.

POUBA, Z., 1960: Magnetite ores of Sydvaranger type in Czechoslovakia. – Int. Geol. Congr., XXI Session, 16:164–170. Copenhagen.

POUBA, Z., 1970: Pre-Cambrian banded magnetite ores of the Desná Dome. – Sbor. geol. věd, LG, 12:7–64.

PŘICHYSTAL, A., NOVOTNÝ, P., 1999: Geochemické studium metabazitů ze střední části sobotínského amfibolitového masivu (silezikum). – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1998, VI.:121–125.

SELLNER, Z., 1931: Die Magnetitlagerstätten der tschechoslowakischen Republik. III. Die Vorkommen im Altvatergebirge a) Mönchschächte bei Winkelsdorf. – Z. prakt. Geol., 38, 7:97–104. Berlin.

SHEIKHIKHOU, H., 1992: Erzmikroskopische und mikrosondenanalytische Untersuchung der Lagerstätte Gole Gohar /Iran und deren Vergleich mit den Kiruna Typ Magnetit-Lagerstätten: Kiruna/Schweden, Bafg/Iran, Avnik/Türkei, El Laco/Chile sowie den Lagerstätten Phallaborwa/SA und Kovdor/Russland. – Thesis, University Göttingen, p. 114.

SLIVKA, V., ZAMARSKÝ, V., 1984: Předběžná petrologická charakteristika hornin basementu „kry Pradědu" desenské klenby. – Zprávy Kraj. vlast. muzea v Olomouci, 227:1–15.

SOUČEK, J., 1981: Geochemie devonských metabazitů Hrubého a Nízkého Jeseníku. – Čas. Mineral. Geol., 26, 2:125–142.

ŠTÍPSKÁ, P., 1999: Thermomechanical evolution of collisional boundary during variscan convergence-eastern margin of the Bohemian Massif. – MS, Abstract of the PhD. thesis, Charles University, Prague.

TESTA, S., GIBBONS, W., 1996: Late orogenic structural control on the regional geometry of basement massifs: An example from the Jesenik Mountains, Czech Republic. – Journal of the Czech Geological Society 41/3–4:147–155.

WEISS, Z., 1991: Interpretation of chemical composition and X-ray diffraction patterns of chlorites. – Geologica Carpathica, 42, 2:93–104.

WIEWIORA, A., WEISS, Z., 1990: Crystallochemical classification of phyllosilicates based on the unified system of projection of chemical composition: II. The chlorite group. Clay Miner. 25:83–92.

ZAPLETAL, K., 1950: Přehled geologie Slezska. – Zvl. příl. Přírodověd. Sbor. ostrav. kraje, 11, 1. Opava.

ZIMÁK, J., REIF, J., 1991: Mineralogie manganem bohatého skarnu z Vernířovic. – AUPO, Fac. R. nat., 103, Geographica-Geologica XXX:43–62. Olomouc.

ŽÁK, L., 1974: Srovnání proterozoických Mn-horizontů Jeseníků a Železných hor. – Sb. Korelace proterozoických a paleozoických stratiformních ložisek II., 24–35. Praha.

ŽÁK, L., 1975: Parageneze proterozoických Mn-horizontů Jeseníků a Železných hor. – Sb. Korelace proterozoických a paleozoických stratiformních ložisek III., 17–24. Praha.