

UDK 553.2/.3:551.73:552.4(497.12)=863

Metagenetska problematika železovih nahajališč v staropaleozojskih metamorfnih kameninah

Zur metallogenetischen Problematik der Erzvorkommen in den altpaläozoischen metamorphen Gesteinsserien

Ivo Štručl

ZRC SAZU, Inštitut za raziskovanje Krasa, Titov trg 2, 66230 Postojna

Rolf Kluge

WWU-Münster, Institut für Mineralogie, Correnstr. 24, Münster

Kratka vsebina

Geološko najstarejša nahajališča železove rude na Slovenskem se pojavljajo v staropaleozojskih metamorfnih kameninah ordovicjsko silurske starosti. Na zahodnem Pohorju se sicer železova nahajališča po dosedanjih metalogenetskih interpretacijah uvrščajo med terciarna visokotemperaturno hidrotermalna ali kontaktmetamorfna rudišča, vendar kažejo nekatera znamenja, da gre tudi tu, podobno kot v štalenskogorski seriji na Lomu severno od Mežice, primarno verjetno za staropaleozojska singenetska magmatogenosedimentna orudjenja. Nastanek staropaleozojskih orudenj je možno po nekaterih značilnostih primerjati z nastankom recentnih nahajališč v sedanjih oceanih.

Zusammenfassung

Die geologisch ältesten Eisenerzvorkommen in Slowenien treten in altpaläozoischen und altkristallinen metamorphen Gesteinsserien auf. Im westlichen Pohorje- (Bacher-) Gebirge werden die Eisenerzvorkommen nach den bisherigen metallogenetischen Erläuterungen als hochtemperierte hydrothermale oder als kontaktmetamorphe Vererzungen angesehen und mit dem tertiären Dazitvulkanismus in Verbindung gebracht; es gibt jedoch gewisse Anzeichen, dass es sich auch hier, ähnlich wie bei den Erzvorkommen in den basischen Metavulkaniten der Magdalensbergserie auf Lom, nördlich von Mežica um altpaläozoische syngenetische magmatogen-sedimentäre Vererzungen handelt. Die primäre Entstehung dieser Erzvorkommen ist mit der Entstehung rezenter Vererzungen in den heutigen Ozeanen zu vergleichen.

Uvod

Železova nahajališča na Slovenskem so bila v preteklosti predmet dokaj živahne rudarske dejavnosti, ki pa je v začetku tega stoletja popolnoma zamrla.

Geološko najstarejša nahajališča se pojavljajo v metamorfnih kameninah Pohorja, Kobanskega in ravenskega kristalinika.

Železova nahajališča na Mali Kopi so po dosedanjih metalogenetskih interpretacijah uvrščena med terciarna visokotemperaturno hidrotermalna rudišča s prehodom v normalni hidrotermalni tip orudjenja (Berce, 1956); za nahajališča na Lomu v ravnskem kristaliniku pa pravi Tornquist (1929), da je del rude nastal pri likvaciji magme, del pa z ekshalacijo.

Slednja so torej približno enako stara, kakor diabazi, kar pomeni, da so nastala v ordoviciju ali silurju. Obstajajo pa tudi znamenja, iz katerih lahko sklepamo, da gre v obeh primerih za staropaleozojska singenetska magmatogeno sedimentna nahajališča, katerih nastanek je deloma možno primerjati tudi z nastankom recentnih rudišč na dnu sedanjih oceanov.

Za reševanje metalogenetskih problemov je pomembno zlasti dobro poznavanje litostratigrafskih razmer širšega ozemlja, s katerim pa se na našem ozemlju še ne moremo posebno pohvaliti. Zato se bomo v pričujočem prispevku malo pogosteje kot sicer ozirali in sklicevali na litostratigrafske razmere v ekvivalentnih metamorfnih kameninah sosedne Svinške planine (Saulpe).

Litostratigrafske značilnosti rudonosnih kamenin

Pohorje, Kobansko in območje ravenskega kristalinika je del centralnega gorovja Vzhodnih Alp. Velik del tega ozemlja sestoji iz kata- in mesoconalnih metamorfnih kamenin, na katerih ležijo epimetamorfne kamenine filitne serije, ki navzgor postopoma prehajajo v anchimetamorfne kamenine ordovicijско-devonske starosti.

Kata- in mesoconalne kamenine pripadajo srednjemu vzhodnemu Alpiniku (Mittelostalpin), filitna serija in mlajše kamenine pa zgornjemu, vzhodnemu Alpiniku (Oberostalpin). Filitna serija in mlajše kamenine predstavljajo po Tollmannu (1975) sestavni del velikega krškega pokrova (Gurktaler Decke), ki sestoji iz dveh enot (delov pokrova): prva iz anchi- in nemetamorfoziranih kamenin – druga iz epimetamorfnih kamenin. Tako eni kot drugi so ordovicijско-devonske starosti.

Hinterlechner-Ravnikova (1971) deli zaporedje metamorfnih kamenin po stopnji metamorfoze na:

- anchimetamorfne kamenine štalenskogorske serije ordovicijско silurske starosti,
- metamorfne kamenine faciesa zelenega skrilavca in na
- metamorfne kamenine almandin-amfibolitnega faciesa.

Nad varistično diskordanco ležijo karbonske, permske in triasne kamenine. Omeniti je potrebno tudi transgresijo zgornjekrednih (gosavskih), eocenskih in zgornjemiocenskih sedimentov, ki so v eni ali drugi obliki udeleženi v dokajnem gradivu metalogenetskih interpretacij rudnih nahajališč na tem ozemlju.

Kamenine epimetamorfnega kompleksa

Kompleks epimetamorfnih kamenin je debel okoli dva tisoč metrov in sestoji iz raznovrstnih filitoidnih kamenin, od nizkometamorfnih filitoidov do filitov, ki kažejo že značilnosti sljudnih skrilavcev. Vmes pa se pojavljajo tudi raznovrstne druge metamorfne kamenine.

Mioč in Žnidarčič (1978) izdvajata spodnji del filitne serije kot kobansko serijo, ki jo glede na podobnost z enakimi skrilavci na širšem ozemlju Jugoslavije

uvrščata v rifej-kambrij. Sklicevati se na podobnost pa je lahko zelo varljivo, zlasti če imamo opravka s kameninami, ki jih ločuje tako velika tektonska dislokacija, kot je periadriatski šiv. Na Svinški planini (Sausalpe) so namreč v marmorjih našli krinoide pokambrijske starosti (Kleinschmidt et al., 1975 a), v drugih pa spirife-roide, ki kažejo na zgornji llandovery ali devonsko starost.

Kamenine filitne serije pripadajo epiconi oziroma faciji zelenih skrilavcev tipa Barrow (B1), ki jo Winkler (1967) deli na tri subfacije oziroma cone:

(B1.1) kremen-albit-muskovit-klorit,

(B1.2) kremen-albit-epidot-biotit in

(B1.3) kremen-albit-epidot-almandin,

kar pomeni, da sta v filitni seriji odločilni dve izogradi; prva s pojavom biotita (na primer v biotitovo-albitovih skrilavcih) in druga s pojavom almandina oziroma rogovače v rogovačevo-epidotovo-kloritovih skrilavcih ali amfibolitih.

V kompleksu epimetamornih kamenin prevladujejo sicer sericitni filiti in kremeno sericitni filiti, toda tudi biotitovega filita ni tako malo. Med navedenimi skrilavci pa najdemo skozi večji del serije tudi različno debela plastja, leče ali plasti marmorjev, kvarcitov, grafitnih skrilavcev, amfibolitnih skrilavcev ali amfibolitov ter kalcitnih filitov. Na zahodnem Pohorju na Mali Kopi, kjer najdemo dele epimetamornih kamenin sredi dacitnih prebojev, pa se pojavljajo tudi granatovci, epidotovci in hedenbergititi.

Sericitni filit je metalno sive barve, toda zaradi vsebnosti klorita je pogosto tudi zelenkasto obarvan, in to v različnih odtenkih. Sestoji iz sericita (okoli 50 %), kremena (30 %), klorita (do 10 %) in albita (okoli 5 %). Sporadično pa se v njem pojavljajo še turmalin, apatit, granat, rutil in cirkon. Opaki minerali (magnetit, pirit in grafit) so tu in tam prisotni tudi v večjih količinah.

Kremenov sericitni filit se od sericitnega filita v bistvu razlikuje le po vsebnosti kremena. Debelina lamin in plasti variira v zelo širokih mejah – v milimetrskih, centimetrskih pa tudi metrskih dimenzijah. Medplastna nagubanost je sorazmerno pogost pojav. Najbolj zanimive in še kar pogoste so izoklinalne gube različnih velikosti. Kremenov sericitni filit sestoji pretežno iz kremena (okoli 70 %), sericita in muskovita (do 20 %) ter plagioklaza (5–10 %). Nekateri primerki vsebujejo tudi do 3 % turmalina ali granata. Sporadično pa se v njem pojavljajo epidot, apatit, cirkon, rutil, grafit in drugi opaki minerali, ki so včasih prisotni tudi v večjih količinah.

Precej razširjeni so **kvarciti**. Najdemo jih praktično v vseh delih zaporedja, povečini sicer v zanemarljivo majhnih debelinah, večkrat pa so plastja debela tudi do nekaj deset metrov. Vsebnost kremena se v kvarcitih giblje med 30 do 89 %, vsebnost sericita in muskovita pa od 2–70 %, zato kvarcit tudi ni uporaben kot kremenova surovina. Nekateri kvarciti vsebujejo tudi precej grafita, toda redkokdaj nad 10 %.

Kot že rečeno, so za filitno serijo značilni tudi raznovrstni **marmorji**. Poglejmo najprej marmorje z območja ravenskega kristalinika, potem pa še genetsko sporne marmorje z rudonosnega območja na Mali Kopi. V ravenskem kristaliniku ločimo tri vrste marmorjev: modrikasto sivega, temno sivega in marogastega (Schmidt, 1985; Štrucl, 1983–89).

Modrikasto sivi marmor vsebuje razen kalcita še 2–3 % pirit, 1 % muskovita in 1 % kremena. Zrnavost se giblje med 0,05 in 0,5 mm. Po legi v zaporedju sodimo, da leži modrikasto sivi marmor v enem od višjih nivojev filitne serije, kar se ujema tudi z razširjenostjo le-tega na Svinški planini (Kleinschmidt, 1968). Podobno kot v kvarcitu najdemo tudi v modrikasto sivem marmorju izoklinalno nagubane plasti, ki so lepo vidne zlasti v plasteh, ki sestojajo iz laminarnega marmorja.

Temno sivi marmor sestoji razen iz kalcita še iz kremenca (1–3 %) in muskovita (okoli 1 %). Vsebuje pa tudi plagioklaz, turmalin in rutil. Kamenina je popolnoma rekristalizirana, v poprečju so zrna velika 60 μm, posamezna tudi do 100 μm. V litostratigrafskem zaporedju leži temno sivi marmor vedno pod belim pasastim marmorjem, ki doseže debelino do 30 m. Zrnavost variira v širokih mejah in se spreminja od plasti do plasti med 20 in 150 μm; odtod tudi značilna pasasta tekstura. Podoben marmor opisujeta Neugebauer in Kleinschmidt (1970) s Svinške planine, v katerem so našli spiriferoidne spodnje- do srednjeordovicijske starosti.

Marogasti marmor se od drugih razlikuje po bolj pestri mineralni sestavi. Kalcita vsebuje okoli 60 %, kremenca (10 %), muskovita (10 %), plagioklaza (do 10 %), tremolita (okoli 5 %) in klorita (3 %). Razen teh vsebuje še mikroklin, titanit in klinozoisit.

Germovšek (1954) in Berce (1956) sta marmorja na Mali Kopi uvrstila med kontaktnometamorfne kamenine. Razdelila sta jih na relativno čiste marmorje in marmorje s silikatnimi minerali. Oba avtorja sta izhajala iz domneve, da so marmorji nastali iz zgornjekrednih apnencev. Prav marmorji pa so pomembno znamenje, če že ne dokaz, da prikamenine rudnih nahajališč na Mali Kopi ne pripadajo niti mezozojskim plastem niti anchimetamorfni štalenskogorski seriji, temveč globljemu delu filitne serije, če celo ne zgornjemu delu retrogradno spremenjene serije sljudnih skrilavcev.

Na območju Male Kope ločimo naslednje vrste marmorjev:

- bolj ali manj bele marmorje, ki razen kalcita (tega je okoli 96–98 %) vsebujejo le majhne količine kremenca, muskovita ali sericita;
- sive in sivo bele marogaste marmorje, ki vsebujejo 1–5 % grafita, 1–3 % klorita, precej muskovita in sericita (ponekod tudi do 20 %), plagioklaza (do 5 %), diopsida (0–10 %) in epidota (0–15 %);
- temno sive ali marogaste marmorje z lečastimi ali nepravilnimi filitnimi vložki, ki sestojijo iz biotita, muskovita, kremenca, rogovače, kalcita, klorita in rudnih mineralov.

Zadnje omenjeno vrsto marmorjev lahko primerjamo s tako imenovanim »phyllitflatschen Marmor«-jem na Svinški planini (Sausalpe), za katerega navajajo Kleinschmidt in sodelavci (1975 a), naslednjo mineralno sestavo: 70–80 % kalcita, 10–20 % filitnih vključkov, 4–10 % kvarcitnih komponent, 4–10 % kremenca, 5–10 % sericita, 3–5 % glincev, 1–10 % biotita ter 1–3 % rude. Čisti marmorji so praviloma bolj enakomerno zrnati, v manj čistih pa je zrnavost kalcita precej odvisna od količine in razporeditve silikatnih komponent.

Amfiboliti in amfibolski skrilavci so značilni predvsem za spodnji del filitne serije, nastopajo pa tudi v zgornjem delu serije sljudnih skrilavcev.

Na Svinški planini (Kleinschmidt et al., 1975 a) se amfiboliti ene in druge serije razlikujejo predvsem po sestavi anortitne komponente v plagioklazih. Amfiboliti filitne serije sestojijo v glavnem iz albita, amfiboliti serije sljudnih skrilavcev pa iz oligoklaza. Rentgenske in mikroskopske preiskave amfibolitov iz ravenskega kristalnika, pa tudi s Pohorja (Schmidt, 1985; Kluge, 1988; Štruel, 1983–89), kažejo podobne rezultate, le v treh vzorcih smo z rentgenskim difraktometrom namesto albita našli oligoklaz, vendar so bili vsi trije vzorci iz globljih nivojev filitne serije.

Rogovača je povečini močno pleohroična in modro zelene barve, kar pomeni, da imamo opravka z barroisitom. Z rentgenskimi in mikroskopskimi preiskavami pa so bili ugotovljeni še naslednji minerali amfibolske skupine: tremolit, navadna rogovača in magnezijev riebeckit.

Na območju železovih nahajališč na Mali Kopi, Planini in v Hudem kotu so

amfiboliti s prehodi v amfibolitski skrilavec sestavni del rudonosnih zaporedij kamenin, saj jih najdemo praviloma na vseh območjih, kjer so kdaj kopali ali iskali železovo rudo. Mineralna sestava amfibolitov, ki so bili zajeti z dacitom in ležijo v njem v različno velikih čokih, skupaj z drugimi kameninami (s sljudnimi skrilavci, filiti, marmorji in skarni), se od mineralne sestave amfibolitov sljudne serije v Maroltovem grabnu razlikujejo po tem, da vsebujejo do 20 % diopsida, pa tudi večjo količino rudnih mineralov. Sestojajo pa tudi iz oligoklaza, kar pomeni, da bi morali amfibolite uvrščati že v serijo sljudnih skrilavcev ali vsaj v prehodno cono med filitom in sljudnimi skrilavci.

V družbi doslej opisanih kamenin se na zahodnem Pohorju na Mali Kopi, Planini in v Hudem kotu pojavljajo tudi epidotovec, granatovec in druge manj pogoste »skarnovske« kamenine. Večina raziskovalcev povezuje pojem »skarn« s kontaktno-metamorfnimi procesi, čeprav lahko skarnovske rude in kamenine nastanejo tudi z regionalnimi metamorfnimi procesi.

Epidotovec je na ožjem rudonosnem območju zahodnega Pohorja precej pogosta kamenina, saj ga najdemo skorajda na vsaki haldi, toda praviloma vedno v družbi z drugimi regionalnimi metamorfnimi kameninami. Povečini je drobnozrnat, pogosto pa sestoji tudi iz srednjezrnatih kristalnih agregatov. V epidotovcu je praviloma tudi precej kalcita, kremenca, glinencev in klorita. Tudi rudne minerale vsebuje v različnih količinah, in sicer magnetit, hematit, halkopirit, pirit in pirotin. Struktura je povečini granoblastična, epidotova zrna pa so idioblastična in tudi ksenoblastična, z vsemi vmesnimi oblikami. Idioblastična zrna se pojavljajo zlasti v porah, v katerih je preostali prostor zapolnjen s kalcitom ali kremenom. Germovšek (1954) pravi, da prehaja epidotovec postopoma v marmor, polmarmor ali celo neposredno v apnec. Takih primerov pri naših raziskavah nismo zasledili, smo pa našli mnogo primerov, da se epidotovec menjava s tipičnimi metamorfnimi kameninami, ki so nedvomno nastale z regionalno metamorfozo, to je s sljudnimi skrilavci, filiti, marmorji in amfiboliti. Menjavanje plasti je povečini v milimetrskih ali centimetrskih dimenzijah, tu in tam pa so debele tudi več decimetrov. Razlike med plastmi pa se ne kažejo zgolj v mineralni sestavi, temveč tudi v zrnivosti, in to v zelo širokih mejah. V laminarnih teksturah odsevajo deloma primarne sedimentacijske teksture, v glavnem pa seveda teksture, ki so nastale med regionalno metamorfozo.

Razen jasno diferenciranih plasti in lamin epidotovca sredi drugih kamenin obstajajo tudi raznovrstna diskordantna nakopičenja epidota, najsi bo to v obliki nepravilnih kristalnih agregatov, zapolnitev razpok ali nakopičenj vzdolž teh razpok. Toda diskordantna nakopičenja epidota segajo praviloma le nekaj centimetrov ali največ nekaj decimetrov zunaj plastovnih epidotovcev. V jami pod Perkavsem (ime prihaja očitno od nemške besede Berghaus) najdemo tudi primere diskordantnega kontakta epidotovca z dacitom, toda v isti jami, ki je široka le poldrug meter, dolga pa dva metra, najdemo tudi konkordantne kontakte, ki so posebno zanimivi. Kontakti so zelo ostri, toda pod mikroskopom najdemo v dacitu vključke epidotovca, v njem pa nadomeščanje (prežemanje) le-tega s kremenom ter glinenci, s podobno zrnavostjo kakor v dacitu. Iz tega lahko sklepamo, da je dacit mlajši od epidotovca.

Epidot nastaja na zelo različne načine, tako v pogojih regionalne kakor tudi v pogojih kontaktne metamorfoze. V metamorfnih kameninah facije zelenih skrilavcev ga najdemo predvsem v metapelitih, metagrauwackah, marmorjih in v metabazičnih magmatskih kameninah. V slednjih se pojavlja tudi v kameninah amfibolitnega faciesa. V pogojih kontaktne metamorfoze nastaja epidot praviloma iz karbo-

Epidot nastaja iz bazičnih magmatskih kamenin predvsem s spremembo glinenec, lahko pa tudi kot stranski proizvod pri kloritizaciji Ca-Mg silikatov. Po preiskavanem kameninskem materialu z Male Kope lahko sklepamo, da je velik del epidota nastal med regionalno metamorfozo, in sicer v pogojih globljega dela facije zelenih skrilavcev ali v epidotovo-amfibolitnem faciesu, precejšen del pa je lahko nastal tudi med retrogradnimi metamorfnimi procesi kot stranski proizvod kloritizacije Ca-Mg silikatov. Izhodnega materiala za nastanek epidotovcev je bilo več kot dovolj, saj najdemo ob njem in marmorju vedno tudi ostanke filita, grauwacke, amfibolite ali amfibolitske skrilavce.

Ker pa se v filitni seriji praviloma pojavljajo tudi karbonatno silikatne kamenine, obstaja seveda še vedno tudi dvom o možnosti kontaktnometamorfne nastanka epidotovca.

Granatovec sodi v splošnem med najbolj tipične kamenine kontaktnometamorfne porekla, čeprav lahko nastaja tudi v pogojih regionalne metamorfoze. Granatovci niti ne izstopajo toliko zaradi mineralne sestave kot zaradi zrnavosti, ki je v njih bistveno večja kakor v drugih kameninah. Ker spadajo granatovci na zahodnem Pohorju k talninskemu delu filitne serije ali k zgornjemu delu serije sljudnih skrilavcev (Kluge, 1988; Štručl, 1983–89), so precej verjetno, podobno kakor na Svinški planini, lahko nastali z regionalno metamorfozo. Tudi tam se namreč v talnini filitne serije pojavlja granatovec z granati v premeru 3–5 cm, in to daleč v stran od mlajših magmatskih kamenin. Zaradi sorazmerno visokih vsebnosti železa in titana domnevajo Kleinschmidt in sodelavci (1975a), da gre za kamenino, ki bi lahko nastala iz bazičnega tufita, ne izključujejo pa možnost, da gre za edukt lateritskega preperevanja. Tudi v ravenskem kristaliniku smo med kameninami filitne serije našli kose granatovca z do centimeter velikimi granati. Resnici na ljubo pa moramo omeniti, da obstajajo med enim in drugimi granatovci precejšnje razlike, zlasti v mineralni sestavi.

Granatovec s Svinške planine sestoji namreč iz granata (40 %), biotita (20 %), kremenca (18 %), plagioklaza (8 %), rude (8 %), muskovita (5 %) in apatita (1 %); granatovec z Male Kope pa iz andradita (30–50 %), hedenbergita (0–30 %), rude (5–30 %), epidota (1–30 %), klorita (1–10 %), kremenca (1–10 %), kalcita (1–5 %), plagioklaza (0–15 %), diopsida (0–15 %) in rogovače (0–15 %).

Granatovci na Mali Kopi sestoje v glavnem iz andradita, toda rentgenske raziskave kažejo tudi na prisotnost izomorfne zmesi andradita in grosularja. Granati so povečini conarno grajeni in so le izjemoma izotropni. Praviloma so skoraj vsi granati kataklazirani, razpoke v njih pa zapolnjene z rudo, kremenom, kalcitom, epidotom in drugimi silikatnimi minerali. Podobno kot epidotovci se tudi granatovci izmenično menjavajo po plasteh z drugimi kameninami. Obstajajo primeri, ko granatovec zvezno prehaja v epidotovec z granati, ta pa v čisti epidotovec, ni pa to pravilo. Granati nastopajo pogosto tudi v obliki razpršenih porfiroblastov ali v obliki nepravilnih kristalnih agregatov, najsi bo v epidotovcu, amfibolitu ali epidotovem hedenbergititu. Tu in tam (na primer na Progotovem vrhu) pa se granatovci pojavljajo sredi dacita tudi v večjih čerih. Nastanek teh je seveda malo težje razlagati z regionalno metamorfozo, toda upoštevati moramo, da imamo v dacitu le posamezne dele več sto metrov debele skladovnice filitne serije, v katerih so lahko plasti in leče granatovcev različno debele. Očitno pa imamo na območju železovih nahajališč na Pohorju vedno opravka z delom skladovnice serije sljudnih skrilavcev ali filitov, ker bi sicer ne našli skupaj vedno ene in iste kamenine.

Anchimetamorfne in nemetamorfozirane kamenine

Kamenine epimetamorfne kompleksa prehajajo navzgor v manj metamorfozirane kamenine, ki jih velik del geologov istoveti s kameninami štalenskogorske serije, ki pa predstavlja pravzaprav le spodnji, magmatogeno sedimentni del tega zaporedja.

Mioč in Žnidarčič (1978) ter Mioč (1983) ločijo v štalenskogorski seriji spodnji in zgornji del, ki pa nista povsem usklajena z razvojem na Štalenski gori, zato je prišlo tudi do razhajanj pri starostni opredelitvi kamenin. Riehl-Herwisch (1970) je štalenskogorsko serijo uvrstil od caradoka do wenlocka, Mioč in Ramovš (1973) pa od ordovicija do spodnjega devona.

Tollmann (1975) je po podatkih Strehla (1962), Clara (1963), Groschopfa (1970) in Riehl-Herwisch (1970) sestavil litostratigrafsko zaporedje (glej razpredelnico), ki je primerljivo tudi z razvojem ekvivalentnih kamenin na našem ozemlju.

Anchi - in nemetamorfozirani stari paleozoik skrilavega faciesa Krškega pokrova po Tollmannu (1975)

Starost	Debelina	Litološki opis
devon	300 m	skrilavci (glinovci), podrejeno pa peščenjaki in apnenci s konodonti <i>Polygnatus linguiformis</i> Hinde, <i>Palmatolepis transitans</i> Müller in več vrst <i>polygnatusa</i> je določena srednje- in spodnjedevonska starost
silur	100 m	glinovci, kvarciti, kvarcitni skrilavci in karbonati v obliki apnenčevih leč in dolomitnih grud. Starost (Llandovery in Wenlock) je določena s konodonti <i>Pygodus</i> , <i>Spathognathodus</i> in <i>Ambalodus</i>
silur/ordovicij	15 m	kremenov porfirit in kremenov porfiritni tuf
ordovicij	700 m	Štalenskogorska serija s. str. - Bazični vulkaniti in odgovarjajoči tufi in tufiti (diabaz itd.) ter glinovci. Seelmeier (1919) je v krovninskih tufih našel brahiopode: <i>Orthis patera</i> Salt, <i>O. vespertilio</i> Sow, <i>Strophomena grandis</i> Sow, <i>S. expansa</i> Sow in <i>Leptaena</i> sp., s katerimi je bila določena caradoška starost. V približno istih nivojih pa je našel Riehl Herwisch (1970) konodontno favno z dvanajstimi elementi, med njimi: <i>Acodus similis</i> Rhodes, <i>Ctenognathus pseudofissilis</i> Lindström, <i>Oistidus abundans</i> Br. & Mehl in <i>Walliserodus debolti</i> (Rexroad), ki govorijo za višji caradoc in ashgill.

Zgornji del prikazanega zaporedja je na našem ozemlju ohranjen le redkokje, kar lahko sodimo tudi po razprostranjenosti in legi postorogenskih klastičnih sedimentov zgornjekarbonske (?) in permotriasne starosti, ki ležijo povečini tektonsko ali transgresivno na različno globoke dele štalenskogorske serije (s. str.) pa celo tudi na kamenine filitne serije, ki so na Osnovni geološki karti SFRJ označene z (O, S). Obstajajo pa seveda tudi izjeme, kot na primer na Remšniku, kjer sta Mioč in Ramovš (1973) v mikritnem apnencu našla konodonte spodnjedevonske starosti. Tudi pri Rehtu nad Mežico leži neposredno pod karavanškim narivom precej debelo zaporedje glinovcev, kvarcitov, kvarcitnih skrilavcev in karbonatov, ki so mlajši od kamenin štalenskogorske serije in starejši od permotriasnih kamenin.

Tektonska zgradba metamorfnega kompleksa

Iz preglednih tektonskih kart listov Slovenj Gradec in Ravne na Koroškem (Mioč & Žnidarčič, 1978; Mioč, 1983) sledi, da sestoji metamorfni kompleks Pohorja, Kobanskega in ravenskega kristalinika iz naslednjih enot: pohorskega horst-antiklinorija, kobanskega bloka (oziroma strojanskega in dravograjskega nariva) ter Remšniškega pokrova. Po razlagi obeh avtorjev je tektonska zgradba nastala v različnih geotektonskih ciklikih, kjer je vsak mlajši cikel deformiral ali zbrisal vse prejšnje oblike. Pohorski horstantiklinorij predstavlja najgloblji del metamorfnega kompleksa. Foliacija kamenin vpada v glavnem proti zahodu in jugozahodu, lineacija pa kaže dve smeri. Starejšo smer severozahod-jugovzhod povezujeta Mioč in Žnidarčič (1978) z bajkalskimi premiki, mlajšo severovzhod-jugozahod pa s tektonsko fazo kaledonsko-variscične orogeneze. Narivi (strojanski, dravograjski in remšniški) pa so po njunem mnenju nastali med alpidsko orogenezo.

Tudi na sosedni Svinški planini so Kleinschmidt in sodelavci (1975b) znotraj filitne skupine izločili tri narivne enote, toda po povsem drugih kriterijih. Ugotovili so namreč, da se pojavlja svetel marmor z grobimi vključki kalijevega keratofirja znotraj filitnega zaporedja tri- do štirikrat drug nad drugim, in to s svetlim marmorjem v krovlini. Enako velja za nekatere druge dele zaporedja. Ugotovili so tudi, da so fosilne najdbe v kameninah filitne serije identične oziroma iste starosti, kakor fosili v štalenskogorski seriji ter kamenine nad njo, kar pomeni, da ležita obe seriji tektonsko druga na drugi.

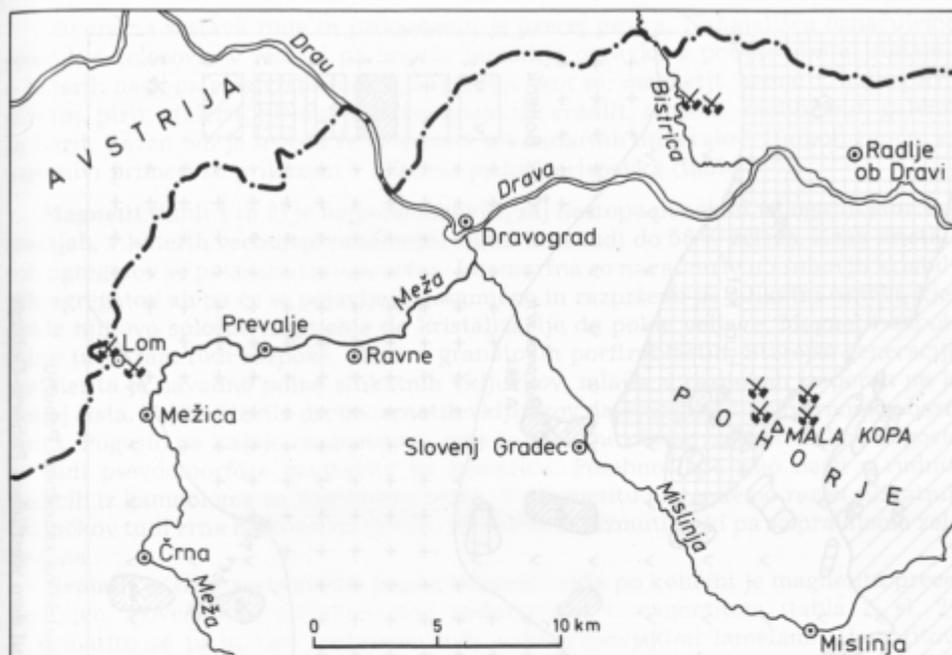
Z narivno tektoniko so bile prizadete torej ordovicijske, silurske in devonske plasti. O starosti tektonike pa obstajajo še zelo nasprotujoča si mnenja. Kleinschmidt in sodelavci (1975b) dajejo prednost varistični starosti, medtem ko uvršča Tollmann (1975), tako kot Mioč in Žnidarčič (1978), narive v alpidsko orogenezo.

Vse tri enote so bile v sedanjem zaporedju in legi prizadete z metamorfozo, zato tudi postopen prehod iz ene v drugo subfacijo. V zgornji enoti prevladujejo kamenine subfaciesa (B 1.1) Barrowega tipa, v srednji (B 1.2), v spodnji pa kamenine subfaciesa (B 1.3). Na osnovi razlik v kristalnosti illita v slabo metamorfoziranih staropaleozojskih in zgornjekarbonsko-permskih kameninah menijo Kleinschmidt in sodelavci (1975a), da pride za narivno tektoniko v poštev obdobje med devonom in zgornjim karbonom.

Če pričujoča razlaga drži, pomeni, da so tudi kovinska nahajališča v vulkanogeno sedimentnih kameninah štalenskogorske in filitne serije lahko približno enake starosti, vendar so bila pozneje podvržena različnim stopnjam metamorfoze.

Nahajališča železove rude v metamorfnih kameninah

V staropaleozojskih metamorfnih kameninah Vzhodnih Alp je cela vrsta nahajališč železove rude, ki jih po prevladujočem rudnem mineralu lahko delimo na karbonatna, oksidna in sulfidna železova nahajališča (Friedrich, 1953; Tufar, 1965, 1968). Največ je karbonatnih in sulfidnih, toda tudi oksidnih ni tako malo. Najdemo jih v različnih nivojih več tisoč metrov debele skladovnice metamorfnih kamenin, zato tudi takšna raznovrstnost tako v rudni kakor v prikameninski mineralni sestavi. V Hüttenbergu, ki je eno najbolj znanih železovih rudišč v Vzhodnih Alpah, so na primer ugotovili preko sto različnih mineralov. Na slovenskem ozemlju



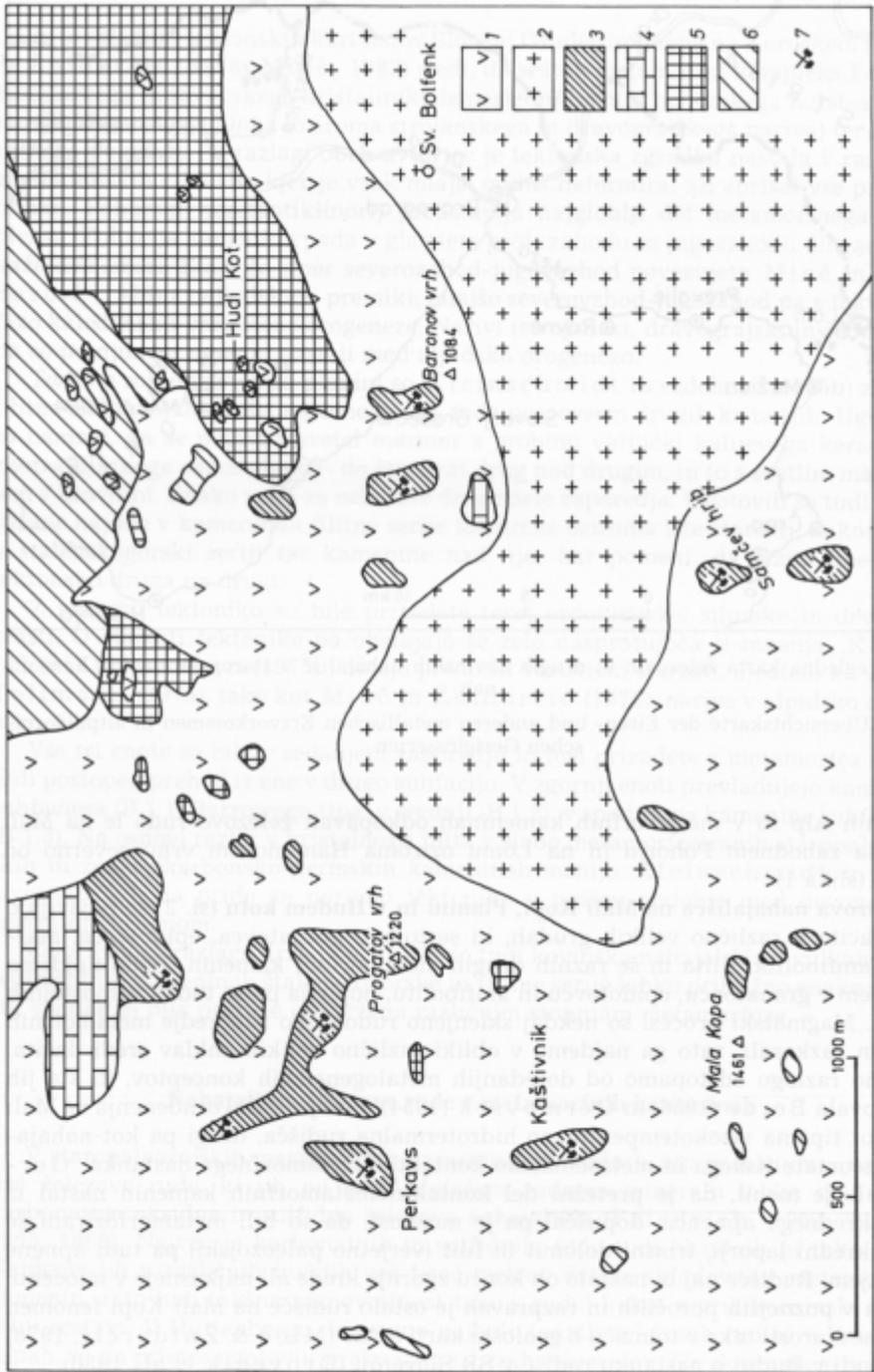
Sl. 1. Pregledna karta železovih in drugih kovinskih nahajališč v staropaleozojskih kameninah

Abb. 1. Übersichtskarte der Eisen- und anderen metallischen Erzvorkommen in altpaläozoischen Gesteinsserien

Vzhodnih Alp so v metamornih kameninah odkopavali železovo rudo le na Mali Kopi na zahodnem Pohorju in na Lomu oziroma Hamunovem vrhu severno od Mežice (slika 1).

Železova nahajališča na Mali Kopi, Planini in v Hudem kotu (sl. 2) se pojavljajo sredi dacita v različno velikih grudah, ki sestojajo iz granatovca, epidotovca, marmorja, amfibolita, filita in še raznih drugih metamornih kamenin. Rudo najdemo v glavnem v granatovcu, epidotovcu in amfibolitu, pojavlja pa se tudi v samostojnih plasteh. Magmatski procesi so nekdanj sklenjeno rudonosno zaporedje metamornih kamenin razkosali, zato ga najdemo v obliki različno velikih enklav sredi dacita. S takšno razlago odstopamo od dosedanjih metalogenetskih konceptov, ki sta jih izoblikovala Berce (1956) in Germovšek (1954). Prvi je opisal orudenenja na Mali Kopi kot tipična visokotemperaturno hidrotermalna rudišča, drugi pa kot nahajališča pneumatolitskega in metasomatsko kontaktno metamornega nastanka. Germovšek je menil, da je pretežni del kontaktnometamornih kamenin nastal iz zgornjekrednega apnenca, dopuščal pa je možnost, da so bili metamorfozirani še zgornjekredni laporji, triasni dolomit in filit (verjetno paleozojski) pa tudi apnene leče v njem. Rudišče naj bi nastalo ob koncu zgornje krede ali najkasneje v miocenu.

Tudi v poznejših poročilih in razpravah je ostalo rudišče na Mali Kopi fenomen terciarne starosti tako v tolmaču h geološki karti SFRJ (Mioč & Žnidarčič, 1978) kakor tudi v študiji o nastanku rudišč v SR Sloveniji (Drovenik et al., 1980).



Sl. 2. Geološka skica območja rudnih nahajališč na zahodnem Pohorju

Abb. 2. Geologische Skizze der Erzvorkommen auf dem westlichen Pohorje-Gebirge

Mineralna sestava rude in prikamenin je precej pestra. Nahajališča označujemo sicer kot železova, v resnici pa imamo marsikje opravka s polimetalnimi rudami, v katerih nastopa cela vrsta rudnih mineralov, kot so: magnetit, hematit, halkopirit, pirotin, pirit, sfalerit, bismutit, galenobismutit, cosalit, scheelit, molibdenit, galenit in barit. Razen teh je seveda še cela vrsta sekundarnih mineralov. Najbolj tipični in zanimivi primeri so prikazani v slikovni prilogi prispevka (table 1–5).

Magnetit (tabli 1 in 2) je najpomembnejši, saj nastopa ponekod v bogatih koncentracijah, v katerih vsebujejo posamezni rudni kosi tudi do 56 % železa. Zrna kristalnih agregatov so povečini ksenomorfnna. Idiomorfna so navadno le ob robovih kristalnih agregatov ali pa če se pojavljajo posamično in razpršeno po silikatni osnovi, kjer pride njihovo splošno nagnjenje do kristalizacije do polne veljave. Magnetit zapolnjuje tu in tam tudi razpoke, zlasti v granatovih porfiroblastih. Starejša generacija magnetita je navadno polna silikatnih vključkov, mlajša v razpokah in porah pa je dokaj čista. Veliko število drobnozrnatih vključkov daje magnetitovim zrnom gobasti videz. Pogosto pa kažejo magnetitova zrna le skeletne obrise metakristalov. Pogoste so tudi psevdomorfoze magnetita po hematitu. Posebno lepe smo našli v rudnih vzorcih iz kamnoloma na Samčevem hribu. V magnetitu pa najdemo razen silikatnih vključkov tudi zrna halkopirita, pirita, scheelita in bizmutita, ki pa so praviloma zelo drobna.

Hematit je sicer sorazmerno pogost mineral, toda po količini je magnetitu precej podrejen. Povečini je psevdomorfno nadomeščen z magnetitom (tabla 2, sl. 2). V hematitu se tu in tam srečujemo tudi z deformacijskimi lamelami. Hematitovi lističi po (0001) so včasih tudi poviti, vendar ne tako izrazito in pogosto kot v rudnih vzorcih iz Bistriškega jarka.

Pirotin sicer ni najbolj pogost sulfidni mineral, nastopa pa včasih v precej bogatih koncentracijah, na primer nad Perkavsem. Pojavlja se skupaj z magnetitom ali pa tudi samostojno. Nad Perkavsem se pojavljajo koncentracije pirotina v amfibolitu ali amfibolitnem skrilavcu, v katerem se glinenci laminarno menjavajo z rogovačo, in to v milimetrskih plasteh. Pirotin nastopa pogosto skupaj s halkopiritom, ki ga včasih tudi nadomešča. Najbolj značilna pa so nadomeščanja s piritom in to v različnih oblikah, med drugim tudi v obliki, ki je znana kot struktura ptičjega očesa (tabla 3, sl. 3).

Halkopirit je po magnetitu najbolj pogost mineral v granatovcu, epidotovcu ali amfibolitu. Nastopa vedno le v manjših količinah, samostojno ali v obliki drobnih vključkov v magnetitu in sfaleritu.

Sfalerit. Izredno zanimive in bogate kose rude s sfaleritom smo našli na Kaštivnikovem, in sicer na haldi pred zarušenim rovom na nadmorski višini 1200 m. V teh kosih se premer ksenomorfnih in hipidiomorfnih sfaleritnih zrn giblje med 0,5 in 3 mm. Zrna so razpršena v kremenovokalcitni osnovi in se med seboj dotikajo le tu in tam. Razen sfaleritnih zrn najdemo v njej tudi posamična druga mineralna zrna, zlasti piritova, cosalitova in baritova. Sfalerit je razmeroma bogat s slednimi prvimi, kar kaže tabela 1.

1 dazit; 2 tonalit; 3 skarni in razne druge kamenine – sljudni skrilavci, filiti, marmorji in amfiboliti; 4 marmor; 5 filit; 6 sljudni skrilavec in amfibolit; 7 opuščena rudarska dela

1 Dazit; 2 Tonalit; 3 Skarne und verschiedene andere Gesteine – Glimmerschiefer, Phyllit, Marmor und Amphibolit; 4 Marmor; 5 Phyllit; 6 Glimmerschiefer und Amphibolit; 7 ehemaliger Bergbau

Tabela 1. Mikroanaliza sfalerita z rudnega nahajališča Kašivnik na Mali Kopi (v %)

Tabelle 1. Zinkblende Mikroanalyse vom Erzvorkommen Kašivnik auf Mala Kopa (in %)

	Zn	Fe	Cu	Cd	Mn	In
1	59,11	3,25	0,51	1,08	0,34	0,37
2	60,56	3,33	0,52	1,11	0,35	0,38

Sfalerit vsebuje zlasti dosti izločnin halkopirita (tabla 4, sl. 1) katerih premer se giblje med 0,003 in 0,01 mm. Njihova oblika je zelo različna: okrogla, eliptična, žilna in nepravilna. Povečini so izločnine razporejene zelo nepravilno, toda včasih kažejo razporeditev po kristalnih ali razkolnih ploskvah. Povsem druge narave so vključki magnetita, cosalita, hematita in silikatnih mineralov. Magnetitovi vključki so veliki 0,03–0,5 mm, najdemo jih pa v vsakem sfaleritnem zrnju. Povečini so ksenomorfn in razpokani, nekateri pa so tudi idiomorfni. Vključki prikamenine so v splošnem manjši od magnetitovih. Nekateri so orudeni s hematitom ali cosalitom, včasih pa tudi z obema.

Cosalit in drugi bizmutovi minerali (tabla 4, sl. 1 in 2; tabla 5, sl. 3) so za železova nahajališča na Mali Kopi dokaj tipični, saj jih najdemo skorajda v vsakem rudnem vzorcu. Vse kaže, da so ga v preteklosti povečini zamenjavali z galenitom. Glede svinečo-bizmutovih mineralov obstajajo sicer še določene negotovosti. Po kemični sestavi so najbližje cosalitu, toda posamezna zrna ali deli zrn so bližje galenobizmutitu. V rudi pa nastopajo tudi drugi bizmutovi minerali, ki po razmerju med žveplom in bizmutom ustrezajo bizmutinitu, bismutu in bizmutitu.

Razen opisanih rudnih mineralov smo v rudi z Male Kope našli tudi **scheelit** (tabla 5, sl.1 in 2), **molibdenit**, **galenit** in **barit**, ki so pa že bolj redki.

Rudni pojavi v Bistriškem jarku se pojavljajo v zaporedju kamenin, ki sestoji iz kloritno-amfibolovega skrilavca, amfibolita, uralitiziranega diabaza in marmorja. Mineralizacije niso posebno bogate, pravzaprav lahko govorimo le o zanimivih mineralnih pojavih. Omenjamo jih pa predvsem zaradi tega, ker kažejo podobno mineralno sestavo (glej tablo 6) kakor železova nahajališča na Pohorju, s to razliko, da nikjer ni prebojev dacita.

V dveh od treh dostopnih rovv so sledovi halkopirita, v enem pa smo našli tudi 0,5 m dolgo in 10 cm debelo lečo s hematitom, magnetitom, halkopiritom in molibdenitom.

Magnetit se pojavlja v glavnem v starejši drobnozrnati silikatni osnovi, hematit pa v mlajši, pozno- ali postmetamorfni žilnini iz silikatnih mineralov. Ob magnetitu najdemo precej rutila, tu in tam pa tudi drobne luske molibdenita. Med hematitom se pojavljata pirit in halkopirit. Ker je slednji mlajši, ga najdemo kot polnilo med spletom hematitovih ploščic. Hematitovi lističi so precej deformirani in poviti, praviloma pa kažejo tudi za hematit značilne deformacijske lamele.

Železova ruda na Lomu, severno od Mežice, to je na Navršnikovem in Hamunovem vrhu, se pojavlja v bazičnih vulkanitih štalenskogorske serije. Tornquist (1929) jih primerja s kameninami oziroma skrilavci graškega paleozoika. Ta primerjava je že zato zanimiva, ker se tudi tam pojavljajo železova orudjenja Lahn-Dillskega tipa.

Diabaz na Navršnikovem vrhu sestoji iz stilpnomelana, klorita, albita, avgita

kremena in kalcita, kar pomeni, da imamo opravka z metabazitom kloritne cone (Q-Al-Mu-Chl subfacije) Barrowega modela. Skupaj z diabazom pa se pojavlja tudi diabazov tuf, ki sestoji iz albita, klorita, avgita, kremena, muskovita oziroma sericita ter magnetita in hematita.

Podobno kot na Pohorju, lahko orudjenja na Lomu raziskujemo le po kameninskem in rudnem materialu s hald pred zarušenimi rovi; na srečo pa imamo od tu vsaj malo podrobnejši opis Tornquista (1929), ki je – kot kaže – sem prihajal v času, ko so bili rovi dostopni in ko so železovo rudo kopali za potrebe topilnice mežiškega rudnika.

Tornquist opisuje dve vrsti orudenj: likvidno magmatske magnetitove leteče (Magnetitzüge) in žilna orudjenja s kremenovo hematitovo magnetitno rudo. Prvo omenjena orudjenja se pojavljajo na območju Adama in Navršnika, druga pa pod Hamunovo kmetijo.

Medtem ko sestoji magnetitova ruda iz magnetita, hematita, pirita, halkopirita, plagioklaza in klorita, je v hematitovi rudi dosti kremena, v manjših količinah pa so prisotni tudi karbonati. Najzanimivejši so zraščenci magnetita in kromspinel (tabla 7), ki je ksenomorfen ali pa kaže kristalno obliko magnetita, ki ga vključuje. Povečini je prehod iz magnetita v kromspinel postopen, včasih pa je tudi precej oster. Razpoke v kromspinelu so praviloma zapolnjene z magnetitom. Vključki kromspinelu so tu in tam nadomeščeni z rutilom, ponekod pa najdemo tudi lamele navadnega spinela po (100). Zato tudi take razlike v kemični sestavi posameznih vključkov, ki smo jih raziskali z elektronskim mikroskopom. Z energijsko disperzijsko rentgensko mikroanalizo smo določili približno kemično sestavo posameznih vključkov kromspinelu in ugotovili, da se ta zelo spreminja.

Tabela 2. Približna kemična sestava vključkov kromspinelu v magnetitu iz Loma severno od Mežice (v %)

Tabelle 2. Approximative chemische Zusammensetzung vom Chrom Spinell Einschlüsse im Magnetit von Lom, nördlich von Mežica (in %)

Cr ₂ O ₃	36,79	22,83	8,43
Al ₂ O ₃	23,00	11,70	0,46
FeO	25,82	58,88	62,53
TiO ₂	1,80	4,56	28,36
MgO	12,54	0,70	-

Analize in opis vključkov kromspinelu nama je posredoval prof. dr. W. Tufar, za kar se mu najlepše zahvaljujemo. Po kemični sestavi v tabeli 2 pripadajo raziskani vključki v magnetitu izomorfnim zmesem med pikotitom, ulvitom in ilmenitom.

Metalogenetska vloga magmatskih kamenin

Da je nastanek železovih in polimetalnih orudenj v ordovicjsko silurskih kameninah povezan z magmatskimi procesi, ni nobenega dvoma; za nekatere od njih je vprašanje le, s katerimi.

Na Lomu oziroma v štalensko-gorski seriji je povezava z vulkanizmom, ki je prinesel diabaze, dokaj očitna. Na Pohorju pa je ta problem že precej bolj zamotan,

čeravno imamo tudi tu podobne kamenine, toda s to razliko, da so bile metamorfozirane v amfibolit. Tudi v Bistriškem jarku je metalogenetska povezava z amfibolitom dokaj očitna.

Verjetno tudi na Pohorju ne bi bilo problemov, če ne bi bilo mlajših dacitov in tonalitov ter nekaj drugih dejavnikov, ki so morda le povezani z mlajšimi magmatskimi procesi. Tu mislimo predvsem na skarne, ki jih večina geologov uvršča med tipične kontaktnometamorfne kamenine in le nekaj njih dopušča možnost, da bi nastali tudi z regionalno metamorfozo, kar ugotavljajo celo za skarnovske rude švedskih rudišč, od koder pride ime skarn in pomeni ruda.

Daciti in tonaliti na Pohorju so dokaj podrobno raziskani. Izsledke teh raziskav je podrobno opisal F a n i n g e r (1970), ki je osebno tudi veliko prispeval k poznavanju pohorskega tonalita in njegovih diferenciatov. O dacitu, ki mu pripisujejo očetovstvo pri nastanku železovih rudišč na zahodnem Pohorju, pravi, da je to svetlo siva kamenina s porfirsko strukturo in mikrokristalno ali kriptokristalno osnovo, z vtrošniki plagioklaza (andezina), kremenca in femičnih mineralov, v glavnem klorita, biotita in rogovače. Po Mioču in Žnidarčiču (1978) predira dacit silursko-devonske plasti in kredne apnenice. Ob kontaktu dacita z apnenčevimi lečami staropaleozojske starosti naj bi nastal granatovec, ob kontaktu s skrilavcem pa rogovec. Podobnega mnenja je bil G e r m o v š e k (1954).

Problematika pa je zagotovo precej bolj zamotana. Ne smemo namreč prezreti, da so tonaliti in daciti predrli v kompleks kamenin, ki so bili metamorfozirani že pred prebojem tonalitov in dacitov. Ugotovitev nemških geologov na Svinški planini (Saulpe), da sestoji več tisoč metrov debela skladovnica metamorfnih kamenin tega območja iz več ponavljajočih si zaporedij kamenin iste starosti (ordovicij-devon), vendar z različno stopnjo metamorfoze (od anchi- do katacone), nam po eni strani metalogenetsko problematiko sicer še bolj zapleta, po drugi pa si s tem lažje razlagamo tudi vse raznolikosti staropaleozojskih orudnenj v metamorfoziranih magmatogeno sedimentih kameninah. Raznolikost je odvisna seveda tudi od primarnih metalogenetskih procesov.

Da so sljudni skrilavci, filiti, amfiboliti in marmorji, kot pomemben sestavni del rudonosnega zaporedja nastali z regionalno metamorfozo, ne more biti nobenega dvoma, da so takrat nastali tudi epidotovci, granatovci in hedenbergititi, pa pravimo, da je teoretično to sicer možno, da pa je lažje njihov nastanek razlagati s kontaktnometamornimi procesi. Ob tem se moramo vprašati, zakaj so kontaktnometamorfne kamenine nastale le na ožjem območju Male Kope, ko pa je toliko drugih kontaktov z dacitom brez rude in tudi brez kontaktnometamornih sprememb v prikamenini. Takih primerov, bodisi z marmorjem, še več pa s filitom, je tudi na ožjem rudonosnem območju precej. Vprašljivo je tudi, ali lahko s hidrotermalnimi, pneumatolitskimi ali kontaktnometamornimi procesi razlagamo milimetrsko do decimetrsko menjavanje plasti s skarnovskimi minerali, ko ležijo orudena zaporedja diskordantno na kontakt z dacitom. Take primere najdemo namreč v jami pod Perkavsem, na Samčevem hribu in v jami na Kopnikovem vrhu. Omenimo naj tudi še enkrat primer konkordantnega kontakta orudenega epidotovca z dacitom iz jame pod Perkavsem. Ta bi namreč moral jasno pokazati genetsko povezavo med dacitom in epidotovcem, kaže pa prav nasprotno.

Tudi iz geokemične sestave dacitov in bazičnih metavulkanitov oziroma amfibolitov sledi, da so slednji mnogo bolj sorodni z rudonosnimi prikameninami ali rudo kakor dacit (glej tabeli 3 in 4), kar navsezadnje ni nič kaj posebnega ali novega, saj je

Tabela 3. Kemična sestava diabazov in amfibolitov magmatogenosedimentnega zaporedja štalenskogorske in filitne serije (glavne sestavine v %, sledne prvine v $\mu\text{g/g}$)

Tabelle 3. Chemische Zusammensetzung der Diabasen und Amphiboliten in der Magdalensbergserie und Phyllitgruppe (Hauptbestandteile in %, Spurenelemente in $\mu\text{g/g}$)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	45,86	48,06	41,55	46,81	46,51	46,18	43,18	51,00	63,29	68,52
TiO ₂	3,52	4,91	4,76	4,24	1,73	2,28	3,40	2,11	0,50	0,32
Al ₂ O ₃	14,75	15,16	14,64	13,88	11,80	14,61	15,91	17,20	17,60	15,85
Fe ₂ O ₃	14,08	12,88	15,34	14,79	11,47	9,38	12,77	9,62	3,95	2,50
MnO	0,17	0,16	0,29	0,21	0,10	0,32	0,25	0,15	0,05	0,03
MgO	4,65	3,69	7,71	6,34	5,04	8,59	8,60	4,06	1,73	0,78
CaO	4,60	5,01	8,84	6,31	9,46	13,81	8,63	5,86	4,10	2,62
Na ₂ O	2,79	5,07	2,53	4,83	1,91	1,74	2,82	5,73	3,89	4,33
K ₂ O	1,57	0,90	1,66	0,16	5,57	0,77	1,59	1,73	2,93	3,37
P ₂ O ₅	0,48	0,69	0,70	0,44	0,35	0,34	0,63	0,72	0,24	0,14
So ₃	0,03	0,05	0,00	0,00	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
LOI	7,30	3,20	1,26	0,95	5,14	1,49	1,60	1,23	1,09	0,84
Skupno Total	99,80	99,79	99,28	99,45	99,29	99,51	99,37	99,40	99,38	99,30
Ni	43	61	90	38	73	52	60	27	8	5
Co			50	56	37	20	41	44	31	20
Mo	3	5	7	6	10	3	7	4	3	3
Cr			180	54	127	89	51	26	15	15
V			110	138	89	248	270	93	72	33
Cu	38	109	80	55	909	11	23	497	19	10
Zn	113	126	103	88	51	93	83	65	41	15
Pb	6	5	5	5	5	8	6	11	14	10
Ba			1,428	0	1,733	46	624	390	1,095	1,193
Ce			173	153	0	25	117	117	65	75
La			95	58	36	29	55	36	33	42
Sc			38	34	28	26	29	10	8	3
Rb	38	18	48	13	90	46	97	63	108	110
SR	199	321	468	198	108	383	596	349	609	513
Th	9	6	13	10	6	5	9	5	19	16
Y	30	36	42	33	19	31	31	41	23	12
Zr	289	342	325	218	107	144	278	341	170	160
Nb	39	50	53	33	19	38	59	77	13	18

Analitika - Analytiker:

Lodziak/Requard, BGR Hannover

Analitika - Analytiker: Lodziak/Requard, BGR, Hannover

1, 2 diabaz, Javorje; 3-5 amfibolit, Bistriški graben; 6-8 amfibolit, Pohorje-Plavžnica, Colarjev graben, Samec; 9 dacit, Proगतov vrh; 10 tonalitni porfirit, Bolfenk
 1, 2 Diabas, Javorje; 3-5 Amphibolit, Bistriški graben; 6-8 Amphibolit, Pohorje-Plavžnica, Colarjev graben, Samec; 9 Dazit, Proगतov vrh; 10 Tonalitporphyrit, Bolfenk

Tabela 4. Kemična sestava rudonosnih kamenin in prikamenin zahodnega Pohorja (glavne sestavine v %, sledne prvine v µg/g)

Tabelle 4. Chemische Zusammensetzung der vererzten Gesteine und Nebengesteine auf dem Pohorje Gebirge (Hauptbestandteile in %, Spurenelemente in µg/g)

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	38,92	42,58	8,61	2,08	57,82	64,77	65,05
TiO ₂	0,60	1,42	0,28	0,01	1,07	1,12	1,15
Al ₂ O ₃	8,32	10,61	2,82	0,13	19,87	16,05	17,19
Fe ₂ O ₃	16,42	11,57	3,59	0,60	7,75	7,20	3,54
MnO	0,66	0,26	0,22	0,13	0,05	0,07	0,08
MgO	1,91	5,64	0,06	20,33	2,35	0,76	0,51
CaO	31,54	23,42	47,44	30,34	0,22	0,52	0,54
Na ₂ O	0,00	0,13	0,01	0,00	1,31	0,08	1,66
K ₂ O	0,01	0,02	0,40	0,01	3,81	3,63	5,38
P ₂ O ₅	0,09	0,29	0,09	0,01	0,21	0,20	0,20
SO ₃	0,00	0,57	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
LOI	1,10	2,63	36,06	45,89	4,98	4,78	3,89
Skupno Total	99,57	99,14	99,58	99,53	99,44	99,18	99,19
Ni	17	314	11	6	58	23	39
Co	20	33	20	20	33	20	20
Mo	3	3	3	3	3	3	3
Cr	20	660	18	15	91	68	83
V	79	93	48	17	141	102	102
Cu	20	28	15	10	35	50	31
Zn	35	35	25	77	114	42	58
Pb	6	9	6	15	10	20	13
Ba	15	15	65	15	485	468	1,190
Ce	20	29	20	20	95	73	99
La	42	39	20	20	42	38	23
Sc	5	36	2	2	18	15	16
Rb	3	3	19	7	157	164	202
Sr	9	399	265	103	49	64	280
Tr	8	5	5	5	12	15	12
Y	31	16	12	3	39	31	37
Zr	180	93	33	5	153	393	366
Nb	26	13	3	3	18	21	21
W	10	13	10	10	10	10	49
As	17	24	10	10	10	10	10
Bi	11	10	10	10	10	10	10
Sn	20	20	20	20	20	20	20
Ta	10	10	10	10	10	10	10
U	6	6	5	5	5	5	7

Analitika – Analytiker: Lodziak/Requard, BGR, Hannover

nastanek mnogih železovih nahajališč povezan z bazičnim vulkanizmom. Zato poglejmo, kako je s temi kameninami na obravnavanih območjih.

Amfiboliti so skorajda zagotovo nastali iz bazičnih magmatskih kamenin in njihovih tufov. Lahko bi sicer nastali tudi iz apnencev in silikatnokarbonatnih kamenin, toda le z dovedom silicija, magnezija in železa. Zagovornikom kontaktno-metamorfne porekla železovih nahajališč je druga razlaga seveda bolj všeč, toda vprašanje je, ali obstajajo za to kakršnikoli dokazi. Da drugi način nastanka ne pride v poštev, lahko sklepamo tudi po razmeroma visokih vsebnostih titana, niklja, kobalta, kroma, vanadija, cesija in niobija v amfibolitih (glej tabelo 3). Zanemarjati tudi ne smemo njihove regionalne razsežnosti, kar pa ne velja le za amfibolite, temveč tudi za marmorje, granatovce in še za marsikatero drugo kamenino. Najlepši primer, iz katerega je možno razbrati genetsko zvezo med amfibolitom in rudo, je orudena golica ob cesti na Progatovem vrhu, nad opuščeno kmetijo Samec, kjer sestoji zaporedje metamorfni kamenin razen iz amfibolita še iz granatovca, epidotovca, marmorja in filita. Vse te kamenine ležijo sredi dacita, toda v zaporedju so ohranjeni vsi strukturni in petrološki elementi regionalne metamorfoze, kontakt z dacitom pa je diskordanten. Magnetitova ruda leži vzporedno z amfibolitom, in to v lečah centimetrskih debelin.

Po mineralni sestavi imamo v glavnem opravka s piroksenovim amfibolitom, ki sestoji iz rogovače (40%), diopsida (20%), kremena (20%), biotita (10%), plagioklaza (5%) in rude (5%). Od akcesornih mineralov je omembe vreden zlasti rutil, ki odseva z razmeroma visokimi vsebnostmi titana in niobija tudi v kemičnih analizah. V amfibolitu na Samčevem vrhu je zanimiva tudi anomalna vsebnost bakra 497 µg/g, kar se ujema tudi z drugimi ugotovitvami na terenu, kjer se v granatovcu ob amfibolitu pojavlja brochantit. Drug primer, ki govori v prid vlogi amfibolitov oziroma njihovih izhodiščnih bazičnih vulkanskih kamenin pri nastanku železovih in polimetalnih mineralizacij, pa so rudni pojavi bakrovih in železovih mineralov v Bistriškem jarku, kjer daleč na okrog ni dacitov, toda tudi granatovcev in epidotovcev ni nikjer, kar pa seveda našo razlago zopet otežuje. Enako velja to tudi za nahajališča železove rude na Lomu, kjer pa o genetski povezavi med železovo rudo in diabazom ni nobenih dvomov.

Primerjave z nastajanjem recentnih nahajališč

Metalogenetska problematika staropaleozojskih polimetalnih in železovih nahajališč je seveda še polna vrzeli in nasprotij. Temu se navsezadnje niti ne smemo čuditi, saj je od njihovega nastanka preteklo štiristo do štiristopetdeset milijonov let, v katerih je vsak mlajši geološki proces (diagenetski, metamorfni, tektonski ali magmatski) spreminjal predhodne oblike in geološke značilnosti ozemlja. Predvsem pa so se seveda spreminjale osnovne sestavine – kamenine in rudni minerali. Kljub

1 granatovec, Progat; 2 epidotovec, Antonski Kopnik; 3 sivi marmor z epidotom, Antonski Kopnik; 4 beli marmor, Antonski Kopnik; 5 filit, Antonski Kopnik; 6 sljudni skrilavec, Sajsnik; 7 sljudni skrilavec, Osrednik

1 Granatfels, Progat; 2 Epidotfels, Antonski Kopnik; 3 grauer epidotführender Marmor, Antonski Kopnik; 4 weisser Marmor, Antonski Kopnik; 5 Phyllit, Antonski Kopnik; 6 Glimmerschiefer, Sajsnik; 7 Glimmerschiefer, Osrednik

velikim spremembam pa najdemo vseeno tu in tam nekatere elemente, ki omogočajo primerjave z recentnimi geološkimi dogajanji. Ker se je prvo omenjeni avtor tovrstnih raziskav tudi osebno udeležil v okviru projekta OLGA (Ozeanische Lagerstätten: Geologisch-mineralogische Analyse), na katere ga je povabila Philippsova univerza iz Marburga oziroma vodja odprave prof. dr. Werner Tufar, bomo poskusili zapažanja s teh odprav povezati oziroma primerjati s problematiko obeh fosilnih rudišč. To seveda še ne pomeni, da jih lahko popolnoma istovetimo.

● V obeh primerih imamo opravka z rudami v vulkanogeno sedimentnih kameninah, katerih nastanek je povezan z submarinskimi magmatskimi procesi.

● Za oceanske skorje so z geofizikalnimi in podmorskimi geološkimi raziskavami ugotovili, da se le-te obnavljajo z bazaltno lavo na stikih razmikajočih se tektonskih plošč, ki na nasprotnem koncu tonejo pod kontinentalno skorjo, kjer pride v kameninah oceanske skorje do metamorfne procesov pa tudi do narivanja.

● Tudi za staropaleozojske metamorfne kamenine pravimo, da so nastale iz geosinklinalnih sedimentov in produktov inicialnega vulkanizma, le metamorfozo si predstavljamo malo drugače, in sicer jo pripisujemo mlajši sinmetamorfni narivni tektoniki. Ob tem se sprašujemo, ali ne bi bilo nagrmađenje in metamorfozo staropaleozojskih kamenin, ki sestojijo iz večkrat ponavljajočih si zaporedij vulkanogeno sedimentnih kamenin ordovicijsko-devonske starosti možno pripisati subdukcijskim procesom. Z močno narivno tektoniko se namreč soočamo tudi v več tisoč metrov debeli skladovnici mladopaleozojskih in mezozojskih kamenin, ki pa povečini niso metamorfozirane.

● Šivi tektonskih plošč pa niso znani le po izlivih bazaltne lave, temveč tudi po vročih hidrotermalnih vrelicah (black smokers), ki na morskem dnu ustvarjajo zanimiva nahajališča železovih, cinkovih ter bakrovih sulfidov in oksidov (Tufar et al., 1984, 1985), kar pomeni, da je tudi sestava kovin in slednih prvin podobna sestavi le-teh v staropaleozojskih železovih nahajališčih. Na območju Galapagosa vsebujejo vroči vrelici okoli 100 μg železa in po nekaj μg cinka, bakra in niklja. (Edmond & von Damm, 1985). Nastajajo pa tako, da predira morska voda v špranje in razpoke bazalta oceanske skorje in se v bližini magmatskega ognjišča segreje na več sto stopinj celzija, nakar se pod pritiskom dviga in se na morskem dnu zopet pojavi v obliki hidrotermalnega vrelca ali črnega dimnika (black smoker). Posledice tega procesa pa so intenzivne kemične reakcije morske vode z bazaltom, pri katerih se voda obogati s silicijem, železom, manganom, cinkom in bakrom. Brž ko pride tako nastala kislá hidrotermalna raztopina v stik z mrzlo alkalno morsko vodo, se na kraju samem izločajo železovi, cinkovi in bakrovi sulfidi, deloma pa tudi oksidi. Tako lahko na morskem dnu nastajajo različna rudjenja: žilnoimpregnacijska v bazaltu in bazaltnem grušču, več metrov visoki rudni stebri in rudni sedimenti. V oksidnih razmerah, kakršne vladajo na primer na območju Vzhodnega tihooceanskega grebena, se sulfidi ohranijo le tedaj, če jih v doglednem času pokriva lava, če ne, sčasoma, toda sorazmerno hitro, oksidirajo. Namesto rudnih stebrov ostanejo nepravilna nakopičenja železovih oksidnih mineralov z ostanki sulfidov.

● Z oksidacijo se spremeni tudi prvotno razmerje železa, cinka in bakra v rudi, in to v močno korist železovih oksidnih mineralov, medtem ko se cink in baker v morski vodi pretežno raztopita. V oksidacijskih produktih in sedimentih se kot težje topljiva komponenta obogati tudi SiO_2 , bodisi v obliki kremena ali opala. Na ta način si je možno predstavljati nastanek razmerij med posameznimi kovinami, pa tudi med oksidi in sulfidi v rudi staropaleozojskih železovih rudišč. Gre pa tako rekoč za iste kovine in tudi iste sledne prvine.

Da sta mineralna sestava in oblika rudnih teles drugačna, je samo po sebi umevno, saj so staropaleozojska nahajališča pretrpela velike spremembe, tako diagenetske kakor epigenetske. Magmatogeno sedimentne kamenine ordovicijско-silurske starosti so namreč pretrpele metamorfne spremembe, ki obsegajo celo vse metamorfne stopnje, od anchi- do katacone. Rudni minerali pa pri tem ne morejo biti izjema. Dopuščamo možnost, da izhajajo nekatere spremembe tudi zaradi prebojev dacita, tonalitporfirja in tonalita, toda zato jih še vseeno ne moremo obravnavati kot metalogenetske nosilce železovih in polimetalnih orudenenj.

Sklepna beseda

Nahajališča železove rude v metamornih kameninah slovenskega ozemlja Centralnih Alp se med seboj sicer razlikujejo, vendar imajo tudi precej skupnih značilnosti, zaradi katerih menimo, da so dosedanje metalogenetske razlage precej vprašljive, zlasti glede starosti in možnosti nastanka rude na zahodnem Pohorju.

Ker kažejo litostratigrafske raziskave na sosedni Svinški planini (Sausalpe), da sestoji več tisoč metrov debela skladovnica metamornih kamenin iz več ponavljajočih si zaporedij ordovicijско-devonske starosti, je verjetno, da velja nekaj podobnega tudi za naše ozemlje, ki je del tega velikega metamornega kompleksa. S tem lahko razložimo tudi vse raznolikosti staropaleozojskih orudenenj v različno metamorfoziranih magmatogeno sedimentnih kameninah.

Da je nastanek železove rude v štalenskogorski seriji na Lomu, severno od Mežice, povezan z diabazi, ni nobenih dvomov, da pa velja nekaj podobnega tudi za orudenenja na zahodnem Pohorju, sicer še ni tako zagotovo, vendar je vedno več znamenj, ki govore v prid paleozojski starosti teh orudenenj.

Zahvala

Raziskave so omogočili: Raziskovalna skupnost Slovenije, DAAD (Deutscher Akademischer Austauschdienst) ter Philipppsova univerza iz Marburga, za kar se jim najiskrenejše zahvaljujemo. Za vsestransko pomoč se zahvaljujemo tudi prof. dr. W. Tufarju.

Zur metallogenetischen Problematik der Erzkvorkommen in den altpaläozoischen metamorphen Gesteinsserien

Auszug

In Slowenien gibt es eine Reihe von Eisenerzkvorkommen, die in der Vergangenheit eine rege Bergbautätigkeit hervorgerufen haben. Sie treten in verschiedenen litostratigraphischen Einheiten auf. Im vorliegenden Beitrag wollen wir uns die geologisch ältesten, vererzten Gesteinsserien des Pohorje- und Kobansko- (Posruck-) Gebirges, sowie auf das Kristallin von Ravne beschränken.

Das gesamte Gebiet gehört zu den Zentralalpen und besteht aus einer mehreren tausend Meter mächtigen metamorphen Gesteinsabfolge, wovon ein Großteil der Kata- und Mesozone (Gneis- und Glimmerschiefergruppe) angehört. Darüber liegen in unterschiedlicher Mächtigkeit und Entwicklung die epizonalen Gesteine der

Phyllitgruppe, die im Hangenden von den anchimetamorphen Gesteinen der Magdalenbergserie überdeckt werden. Die darüberfolgenden oberkarbonischen, permischen und triadischen Gesteinsserien sind durch die variszische Diskordanz getrennt, welche transgressiv von den oberkretazäischen Gosauschichten sowie von verschiedenen tertiären Sedimenten diskordant überdeckt werden.

Die mehrere tausend Meter mächtigen Gesteinsserien der Phyllit und Glimmerschiefergruppe umfassen ausser typischen Phylliten und Glimmerschiefern auch verschiedene Marmore und Quarzite, sowie Graphitschiefer, Amphibolitschiefer als auch Amphibolite. In Zusammenhang mit diesen Gesteinen sind auf dem Pohorje-Gebirge (Mala Kopa, Planina und Hudi kot) verschiedene Kalksilikatfelse, sogenannte »Skarne«, vorzufinden, von denen besonders der Granat-, Epidot- und Pyroxenfels erwähnenswert sind. Eng verknüpft mit diesen Gesteinen treten verschiedene polymetalische Eisenerzvorkommen auf.

Der Granatfels besteht vorwiegend aus Andradit. Die anhand einer röntgendiffraktometrische Pulveraufnahme durchgeführte Berechnung der Kantenlänge (a^0) der Elementarzelle de Granates ergibt einen Wert (12,02 Å) nahe am Andradit-Endglied der isomorphen Ugranditreihe. Die Entstehung von Andradit ist vermutlich auf kalkigmergelige Sedimente mit einem erhöhtem Eisengehalt zurückzuführen. Mikroskopisch sind drei Arten von Granatfels zu unterscheiden: pyroxenführender Granatfels, pyroxenfreier Granatfels und epidotführender Granatfels. Diese werden ausserdem noch von den verschiedensten kalksilikatführenden Übergangsgesteinen begleitet.

Die häufigsten Fundpunkte von Granatfels sind zahlreiche alte Bergbauhalden. Des weiteren findet man Granatfels auch klippenbildend auf dem Gipfel des Progotov vrh und beim Baronovo. Oberhalb des verlassenen Hofes Samec findet man den Granatfels in einem als Steinbruch genützten Teil eines Pinginfeldes in Wechsellagerung mit Epidot-, Plagioklas- und Pyroxenfels sowie Amphibolit aufgeschlossen. Granatfels kann einerseits zu mehreren Metern mächtigen Lagen anschwellen, andererseits Zentimeter dünne, oftmals verfaltete Bänder, die zwischen anderen Bändern liegen, bilden. Häufig befinden sich Granataggregate auch im Epidotfels oder Pyroxen-Amphibolit. Meistens weisen die Granatkristalle im Granatfels unter dem Mikroskop einen deutlichen Zonarbau auf.

Nicht weniger häufig als Granatfels tritt auch Epidotfels als Nebengestein der Vererzung auf, hierbei jedoch immer in Gesellschaft bzw Wechsellagerung mit verschiedenen Glimmerschiefern und Phyllitgesteinen, Marmoren oder Pyroxen-Amphiboliten, die ohne Zweifel der Regionalmetamorphose zuzuordnen sind. Im Handstück wie auch unter dem Mikroskop erkennt man einen deutlich ausgeprägten Lagenbau der vom heterogranularen Epidot-Aggregaten abgebildet wird. Gelegentlich ist Epidot auch in diskordante, jedoch streng begrenzte, Kluftsysteme eingedrungen. In einem Stollen unterhalb von Perkavs (der Name stammt vom deutschen Begriff Berghaus ab) gibt es zahlreiche Beispiele für diskordante und konkordante Kontakte von Epidotfels zu Dazit. Im Handstück ist jeweils ein scharfer Übergang von Dazit zu Epidotfels zu beobachten; jedoch findet man unter dem Mikroskop Einschlüsse von Epidotfels im Dazit vor, die älter als die Dazitintrusionen sind, da sie beim Eindringen des Dazites aus dem kristallinen Nebengestein herausgerissen wurden. Daher weist die Bildung auf ein früheres metamorphes Ereignis, als es die Intrusion des Dazites darstellt, hin.

Die Entstehung von Epidot als Hauptgemengteil von Epidotfels kann unter verschiedenen Bedingungen zustande kommen. Bei einer Kontaktmetamorphose

bildet sich Epidotfels meist aus SiO_2 -führenden Karbonaten. In basischen Magmatiten kann Epidotfels durch die Epidotisierung von Feldspat und ferner auch als Nebenprodukt bei der Chloritisierung von Ca-Mg Silikaten entstehen. Im vorliegenden Falle ist es naheliegend anzunehmen, dass ein Grossteil des Epidots durch regionale metamorphe Vorgänge im Epidot Amphibolitfaziesbereich, ein Teil jedoch auch durch retrograde metamorphe Prozesse, entstanden ist. Da aber in der Phyllitserie in der Regel auch Karbonat-Silikate auftauchen, kann eine Kontaktmetamorphose nicht ganz ausgeschlossen werden.

Eisenerzvorkommen

Die Eisenerzvorkommen in den Glimmerschiefern und Phylliten des Altkristallins und Altpaläozoikums sowie in den anchimetamorphen Gesteinen der Magdalensbergserie im Norden Sloweniens setzen sich neben Eisenoxiden und -sulfiden aus zahlreichen anderen Erzminerale zusammen. Neben Magnetit und Hämatit enthalten die Vererzungen noch Magnetkies, Pyrit und Kupferkies, im westlichen Teil des Pohorje-Gebirges auch noch Zinkblende, Bismutit, Galenobismutit (Cosalit), Scheelit, Molibbdänglanz, Bleiglanz und Schwerspat. Magnetit und Hämatit sowie gelegentlich auch Kupferkies und Zinkblende sind die Hauptbestandteile der Vererzung, jedoch erreichen sie nirgendwo grössere Mengen, wodurch der Abbau wirtschaftlich interessant werden könnte.

Nach den bisherigen metallogenetischen Erläuterungen werden die Eisenerzvorkommen des westlichen Pohorje-Gebirges als hochtemperierte hydrothermale oder auch als kontaktmetamorphe Erzbildungen angesehen und mit dem tertiären Dazitvulkanismus in Verbindung gebracht. Nach unseren Untersuchungen gibt es jedoch auch hier, ähnlich wie bei den Erzkvorkommen in den Gesteinen der Magdalensbergserie nördlich von Mežica auf Lom, gewisse Anzeichen, dass es sich um altpaläozoische syngenetische magmatogensedimentäre Vererzungen handeln könnte.

Von grosser Bedeutung zur Aufklärung der metallogenetischen Problematik der verschiedenen Vererzungen scheint uns, die von Pilger und Weissenbach (1975) sowie Kleinschmidt et al. (1975b) in der Saualpe postulierte lithostratigraphische und tektonische Entwicklung der metamorphen Abfolge, zu sein. Nach deren Untersuchungen besteht nämlich die mehrere tausend Meter mächtige metamorphe Gesteinsabfolge aus mehrfachen, tektonisch hervorgerufenen, Wiederholungen von Karbonatgesteinen und Metabasiten in Schiefer- oder Gneisgrundmassen, die vom Liegenden in der Katazone bis zum Hangenden in der Anchizone reichen. Daraus kann der Analogieschluss gezogen werden, dass die Erzkvorkommen in der Magdalensbergserie und die in tieferen Abschnitten liegenden Vererzungen in Wechsellagerung mit Glimmerschiefern und Phylliten nicht nur gleichaltrig, sondern auch unter ähnlichen Bedingungen entstanden sein können. Da diese Schichtenfolgen auf jugoslawischem Gebiete der Zentralalpen noch relativ wenig untersucht worden sind, kann dies jedoch nur als vorläufige These aufgestellt werden. Die primäre Entstehung dieser Vererzungen kann in gewisser Hinsicht mit der Genese rezenter Lagerstätten in den heutigen Ozeanen verglichen werden.

Die Herkunft der polymetallischen Vererzungen in den ordovizisch-silurischen Gesteinen steht im engen Zusammenhang mit magmatogenen Vorgängen. Umstritten ist jedoch noch immer die Frage, mit welchem Magmatismus dies geschah? Auf der nördlich von Mežica in der Magdalensbergserie gelegenen Eisenerzlagerstätte Lom

ist die Entstehung zweifelsohne an den Diabasvulkanismus gebunden. Auch auf dem Pohorje Gebirge gibt es in der vererzten Gesteinsserie basische Metavulkanite, die als Erzbringer in Frage kommen könnten. Da aber diese, zusammen mit anderen Gesteinen im tertiären Dazit eingeschlossen sind, schien es für die früheren Bearbeiter am naheliegensten den Ursprung der Erze mit dem jüngeren tertiären Vulkanismus in Zusammenhang zu bringen. Als Beweismaterial werden die sogenannten »Skarne« angeführt, deren Bildung durch die Dazitintrusionen bedingt sein soll. Jedoch gibt es nirgendwo eine Bestätigung, dass die Kalksilikatfelse bzw »Skarne« durch Kontaktmetasomatose bzw durch Zufuhr leichtflüchtiger Substanzen aus der Dazitmagma entstanden sind. Dazitintrusionen weisen zum Nebengestein in der Regel eine scharfe Abgrenzung auf und schneiden meist diskordant die Wechselfolge der Kalksilikatfelse und der anderen regionalmetamorph gebildeten Gesteine (Schiefer; Marmore und Amphibolite). Auch aus der geochemischen Zusammensetzung der Daziten und basischen Metavulkaniten (siehe Tabelle 3 und 4) geht hervor, dass die Amphiboliten zu den Erzen eine weit engerere Verwandtschaft zeigen als die Daziten.

Zum Schluss möchten wir noch einmal darauf hinweisen, dass die Regionalmetamorphose ein präalpidisches Ereignis (variszisch oder kaledonisch-variszisch) darstellt, während die Platznahme des Tonalitplutons und die damit verbundene anschließende Intrusion und Extrusion von Dazit einem alpidischen Ereignis zuzuordnen sind.

Literatura

- Berce, B. 1956, Pregled železnih nahajališč LR Slovenije. Prvi jugoslovanski geološki kongres, 235–259, Ljubljana.
- Clar, E., Fritsch, W., Meixner, H., Pilger, A. & Schönenberg, R. 1963, Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten). Carinthia II. 153/73, 23–51, Klagenfurt.
- Drovenik, M., Drovenik, F. & Pleničar, M. 1980, Nastanek rudišč v SR Sloveniji. Geologija 23, I. del, 1–157, Ljubljana.
- Edmond, J. M. & von Damm, K. 1985, Heiße Quellen am Grund der Ozeane. Spektrum der Wissenschaft: Ozeane und Kontinente, 216–229, Heidelberg.
- Faninger, E. 1970, Pohorski tonalit in njegovi diferenciaciji. Geologija 13, 35–104, Ljubljana.
- Friedrich, O. M. 1935, Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. Radex-Rundschau, H. 7/8, 371–407, Radenthein.
- Germovšek, C. 1954, Petrografske raziskave na Pohorju v letu 1952. Geologija 2, 191–210, Ljubljana.
- Groschopf, R. 1970, Zur Petrographie und Tektonik des schwach-metamorphen Altpaläozoikums im nordöstlichen Klagenfurter Becken (Ostalpen). Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 19, 215–271, Wien.
- Hinterlechner-Ravnik, A. 1971, Pohorske metamorfne kamenine. Geologija 14, 187–226, Ljubljana.
- Kleinschmidt, G. 1968, Der geologische Aufbau der südlichen Saualpe in Kärnten im Grenzbereich von Phyllit – und Glimmerschiefergruppe. Diss. Univ. Tübingen, 151 p., Tübingen.
- Kleinschmidt, G., Neugebauer, J. & Schönenberg, R. 1975a, Gesteinsinhalt und Stratigraphie der Phyllitgruppe in der Saualpe. Geologie der Saualpe, Clausthaler Geologische Abhandlungen, Sonderband I. 11–44, Clausthal-Zellerfeld.
- Kleinschmidt, G., Neugebauer, J. & Schönenberg, R. 1975b, Die Tektonik der Phyllitgruppe in der Saualpe. Geologie der Saualpe, Clausthaler Geologische Abhandlungen, Sonderband I, 45–60, Clausthal-Zellerfeld.
- Mioč, P. & Ramovš, A. 1973, Erster Nachweis des Unterdevons im Kozjak Gebirge (Posruck), westlich von Maribor (Zentralalpen). Bull. sci. Cons., Acad. sci. Yougosl. (A), 18/7–9, 135–136, Zagreb.

Mioč, P. & Žnidarčič, M. 1978, Osnovna geološka karta SFRJ, Tolmač za list Slovenj Gradec, 75p., Beograd.

Mioč, P. 1983, Osnovna geološka karta SFRJ, Tolmač za list Ravne na Koroškem, 69p., Beograd.

Neugebauer, J. & Kleinschmidt, G. 1970, Stratigraphie im metamorphen Altpaläozoikum der Ostalpen. Nachr. der geol. Ges., 2, 35–37, Hannover.

Pilger, A. & Weissenbach, N. 1975, Die tektonische Entwicklung des Hochkristallins der Saualpe. Geologie der Saualpe, Clausthaler Geologische Abhandlungen, Sonderband I, 115–130, Clausthal-Zellerfeld.

Riehl-Herwisch, G. 1970, Zur Alterstellung der Magdalensbergerie in Mittelkärnten. Österreich. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 19, 195–214, Wien.

Seelmeier, H. 1939, Die stratigraphische Eingliederung der Diabase und Diabastuffe des Christophberges bei Klagenfurt. Anz. österr. Akad. Wiss., 75, 110–113, Wien.

Strehl, E. 1962, Die geologische Neuaufnahme des Saualpen Kristallins IV. Das Paläozoikum und sein Deckgebirge zwischen Klein St. Paul und Brückl. Carinthia II, 72, 46–74, Klagenfurt.

Štručl, I. 1986, O naravnih danostih Koroške krajine in njihovi problematiki. Zbornik – Med Peco in Pohorjem, 9–20, Ravne na Koroškem.

Tollmann, A. 1975, Geologie von Österreich. Bd. I, Die Zentralalpen, Deuticke Verl. XVI, 766p., Wien.

Tufar, W., 1965 Die alpidische Metamorphose an Erzlagerstätten am Ostrand der Alpen. Geol. Bundesanst. Verh., Sonderheft G, 256–264, Wien.

Tufar, W., 1968, Der Alpen-Ostrand und seine Erzparagenesen. Freiburger Forschungsheften C 230, Mineralogie-Lagerstättenlehre: Probleme der Paragenese von Mineralen, Elementen und Isotopen, 1, Breithaupt-Kolloquium 1966, 275–294, Freiberg.

Tufar, W., Gundlach, H., & Marchig, V. 1984, Zur Erzparagenese recenter Sulfid-Vorkommen aus dem Südlichen Pazifik. Mitt. österr. geol. Ges. 77, 185–245, Wien.

Tufar, W., Gundlach, H., Marchig, V. 1985, Ore Paragenesis of Recent Sulfide Formations from the East Pacific Rise. Monograph Series on Mineral Deposits 25, 75–93, Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart.

Tornquist, A. 1929, Liquidmagmatische Diabas-Magnetit-Lagerstätten und ihre Begleiter in den Ostalpen. Mitt. des Naturwissensch. Vereines für Steiermark, Bd. 66, 164–185, Graz.

Winkler, H. G. F. 1967, Die Genese der metamorphen Gesteine. Springer Verl., 2. Aufl., VIII. 237p., Berlin-Heidelberg-New York.

Neobjavljena dela

Kluge, R. 1988, Zur Geologie und Lagerstättenführung des Bacher Gebirges im Bereich der Mala Kopa in Slowenien (Jugoslawien). Philipps-Universität Marburg.

Schmidt, R. 1985, Geologische Kartierung im Kristallin von Ravne na Koroškem Jugoslawien und mineralogisch-petrographische Untersuchungen der Flotations Konzentrate von Pegmatoid-Gesteinen. Philipps-Universität, Marburg.

Štručl, I. 1983–1989, Metalogenetska problematika kovinskih nahajališč v metamorfnih kameninah. Poročila o delu za leta 1983–1989. Raziskovalna Skupnost Slovenije, Ljubljana.

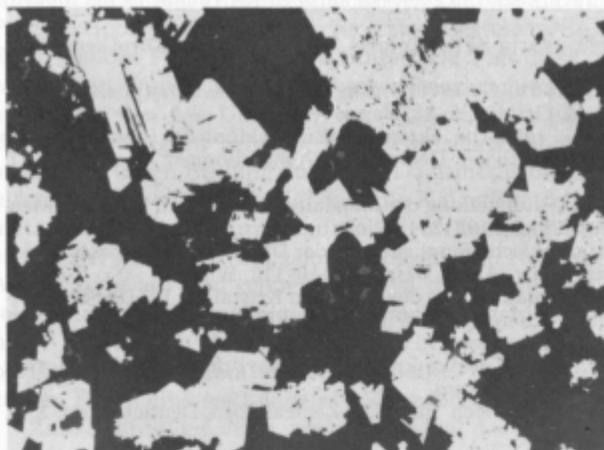
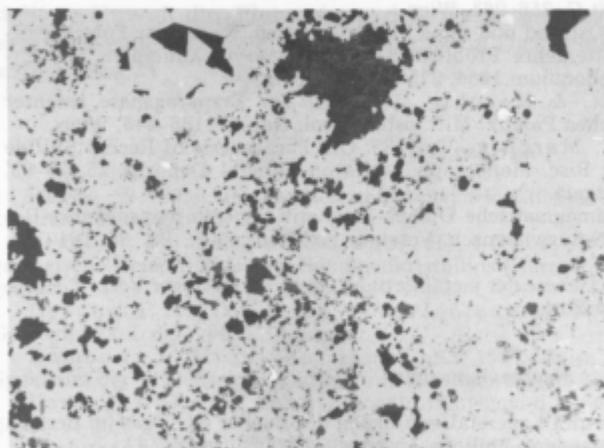


Tabla 1 – Tafel 1

Sl. 1 – Abb. 1

Magnetit z drobnimi vključki (ostanki) silikatnih mineralov). Mala Kopa, Kaštivnik, odsevna svetloba, povečava 60 ×

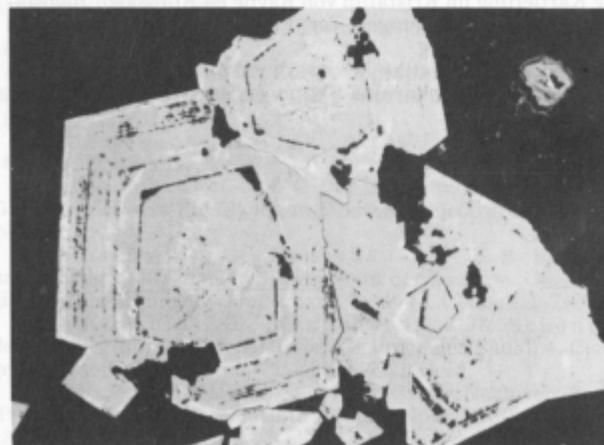
Magnetit mit Gangart-Einschlüssen. Mala Kopa, Kaštivnik, Anschliff, Vergr. 60 ×



Sl. 2 – Abb. 2

Ksenomorfní agregat magnetita s številnimi vključki prikamine níné ter nekaj drobnih zrn pirita. Mala Kopa, Kaštivnik, odsevna svetloba, povečava 60 ×

Xenomorpher Magnetit – Aggregat mit zahlreichen Einschlüssen von Gangart und untergeordnet Pyrit. Mala Kopa, Kaštivnik, Anschliff, Vergr. 60 ×



Sl. 3 – Abb. 3

Kristalni agregat magnetita z jasno conarno zgradbo in začetno martitizacijo. Perkavs-Tajzlov vrh, odsevna svetloba, povečava 75 ×

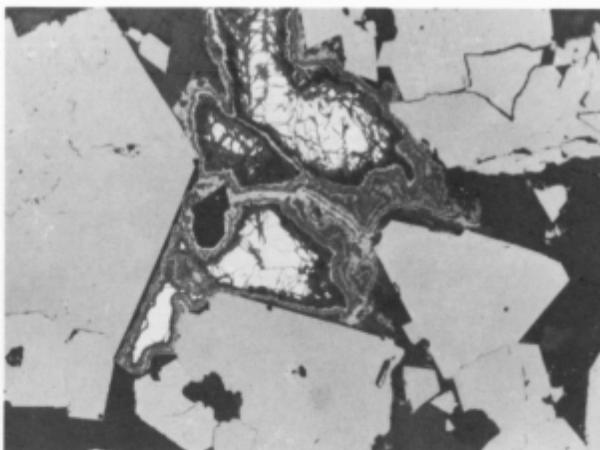
Kristallaggregat von Magnetit mit deutlichem Zonarbau und beginnende Martitisierung. Perkavs-Tajzlov vrh, Anschliff, Vergr. 75 ×

Tabla 2 – Tafel 2

Sl. 1 – Abb. 1

Conarno raščeni metablasti magnetita in oksidiran halkopirit v granatovcu. Mala Kopa, Kaštivnik, odsevna svetloba, povečava 60 ×

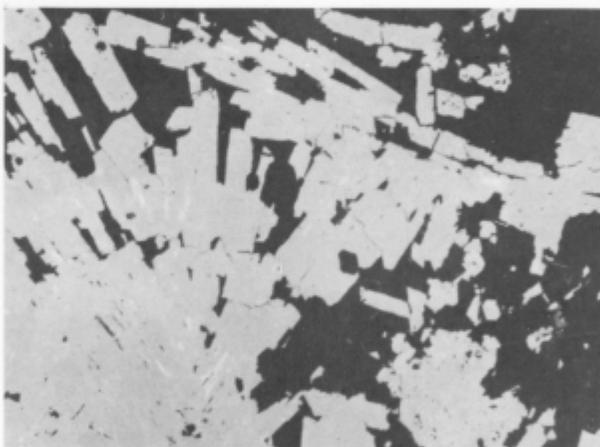
Zonar gewachsene Magnetit-Metablasten und oxydierter Kupferkies im Granatfels. Mala Kopa, Kaštivnik, Anschliff, Vergr. 60 ×



Sl. 2 – Abb. 2

Pseudomorfoza magnetita po žarkasto raščениh tabličastih kristalih hematita. Mala Kopa, Kaštivnik, odsevna svetloba, povečava 60 ×

Pseudomorphose von Magnetit nach strahlilig gewachsenen tafelligen Hämatit. Mala Kopa, Kaštivnik, Anschliff, Vergr. 60 ×



Sl. 3 – Abb. 3

Conarno raščeni magnetit z vključenim tabličastim hematitom. Mala Kopa, Kaštivnik, odsevna svetloba, povečava 125 ×

Zonar gewachsener Magnetit mit eingeschlossenen Eisenglanz-blättchen. Mala Kopa, Kaštivnik, Anschliff, Vergr. 125 ×

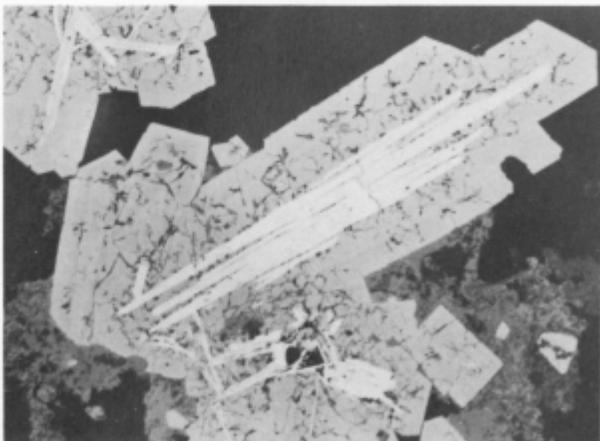
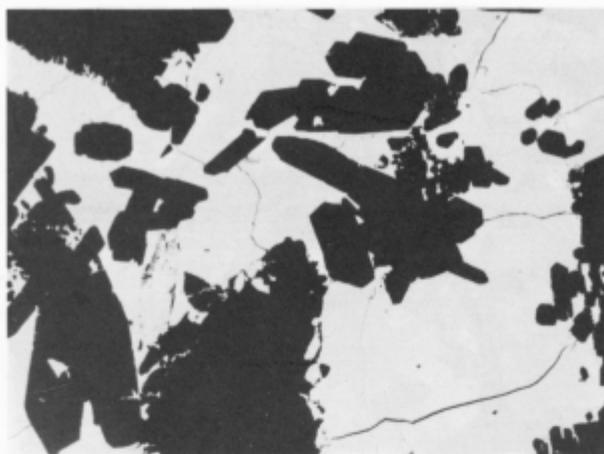


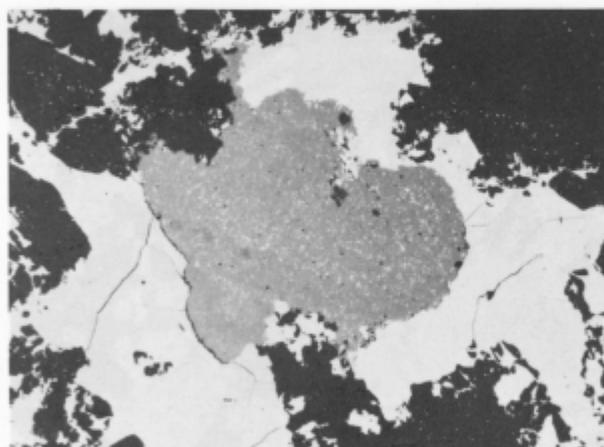
Tabla 3 – Tafel 3



Sl. 1 – Abb. 1

Idiomorfni silikatni minerali v piritinu in začetek nadomeščanja le-tega s piritom. Progatov vrh, rov pri Antonskem Kopniku, odsevna svetloba, povečava 78 ×

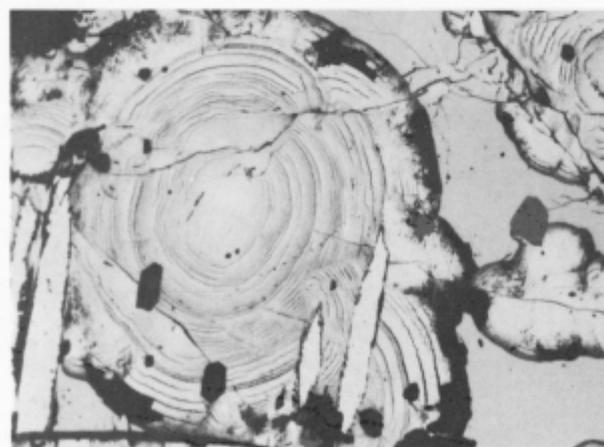
Magnetkies mit idiomorphen Einschlüssen von Kalksilikatmineralien weist beginnende Umwandlung in Pyrit auf. Progatov vrh, Stollen bei Antonski Kopnik, Anschliff, Vergr. 78 ×



Sl. 2 – Abb. 2

Nadomeščanje pirovina z magnetitom, v katerem so še številni drobni vključki pirovina – pri kamenina je amfibolit. Progatov vrh, rov pri Antonskem Kopniku, odsevna svetloba, povečava 78 ×

Verdrängung von Magnetkies durch Magnetit. Magnetit weist zahlreiche Magnetkieseinschlüsse auf. Erzgestein – Amphibolit. Progatov vrh, Stollen bei Antonski Kopnik, Anschliff, Vergr. 78 ×



Sl. 3 – Abb. 3

Pretvorba pirovina v pirit s strukturo ptičjega očesa in takomenovanega celičnega pirovina (Zellpyrit). Progatov vrh, rov pri Antonskem Kopniku, odsevna svetloba, povečava 78 ×

Umbildung von Magnetkies über Zwischenprodukt in »Vogelaugenpyrit« und »Zellpyrit«. Progatov vrh, Stollen bei Antonski Kopnik, Anschliff, Vergr. 78 ×

Tabla 4 – Tafel 4

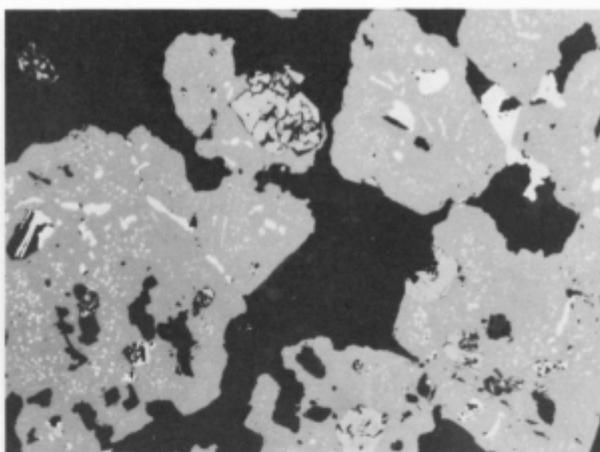
Sl. 1 – Abb. 1

Z magnefitom in kosaliti in galenomitom ter ostanki prika-

Sl. 1 – Abb. 1

Sfaleritna zrna z izločinami halkopirita (drobna zrna), vključki cosalita in/ali galenomitomizmutita (bela zrna), magnetita, hematita ter ostanki prika-

Zinkblende mit Entmischungen von Kupferkies sowie Einschlüssen von Cosalit und/oder Galenobismutit, Magnetit, Eisenglanz und Gangart. Mala Kopa, Kaštivnik, Anschliff, Vergr. 32 ×



Sl. 2 – Abb. 2

Kristalni agregati ksenomorfnega cosalita z vključenim magnetitom v kalcitno-silikatni osnovi. Mala Kopa, Kaštivnik, Anschliff, Vergr. 125 ×

Sl. 2 – Abb. 2

Ksenomorfní cosalit z vključenim magnetitom v kalcitno-silikatni osnovi. Mala Kopa, Kaštivnik, odsevna svetloba, povečava 125 ×

Xenomorpher Cosalit mit eingeschlossenem Magnetit in calcitisch-silikatischer Gangart. Mala Kopa, Kaštivnik, Anschliff, Vergr. 125 ×



Sl. 3 – Abb. 3

Halkopirit in pirit v razpokanem granatu. Najmlajša razpoka je zapolnjena z limonitom. Mala Kopa, Kaštivnik, odsevna svetloba, povečava 78 ×

Kupferkies und Pyrit verkitten zusammen mit Gangmineralen kataklastisch zerbrochenen Granat. Die jüngste Kluft ist mit Limonit ausgefüllt. Mala Kopa, Kaštivnik, Anschliff, Vergr. 78 ×

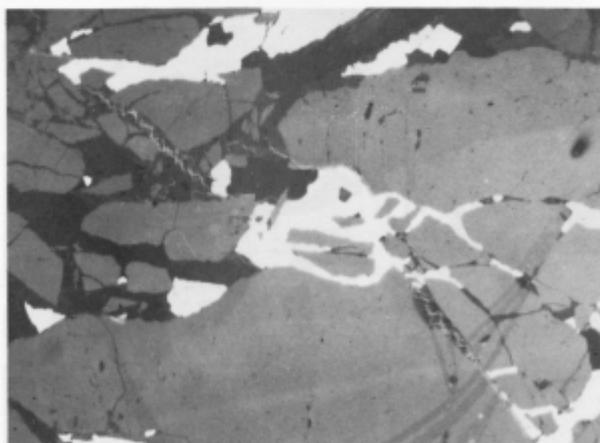
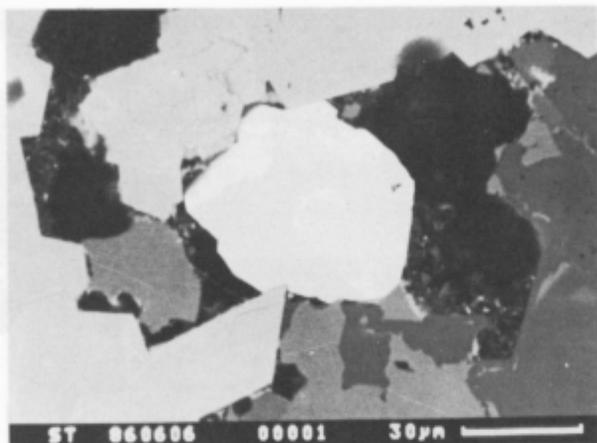


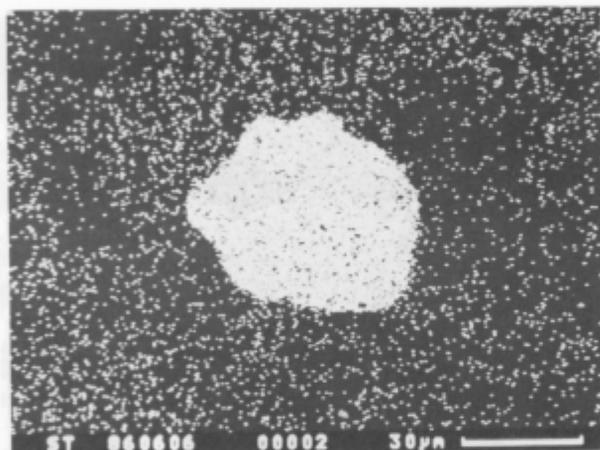
Tabla 5 – Tafel 5



Sl. 1 – Abb. 1

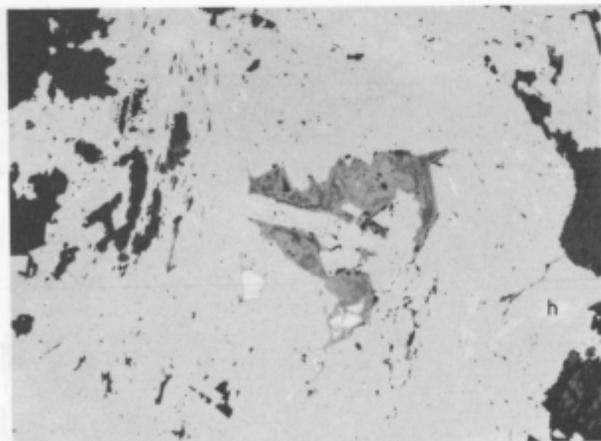
Scheelitno zrno v magnetitovi rudi. Velika Kopa, Samec, povečava 483 × z elektronskim mikroskopom

Scheelit im Magnetiterz. Velika Kopa, Samec, Vergr. 483 × mit Rasterelektronenmikroskop



Sl. 2 – Abb. 2

Razdelitev volframa na sliki 1
Die Wolframverteilung auf Abbildung 1



Sl. 3 – Abb. 3

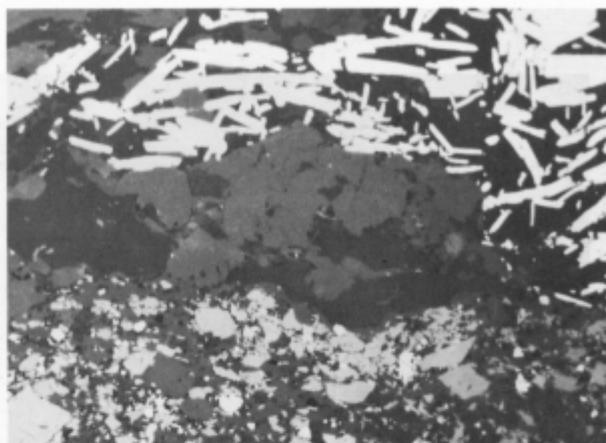
Bismit ali bismutit (temneje siv) z ostanki bismutinita (bela zrna) v magnetitu, v katerem so tudi vključki oziroma ostanki hematita (h). Velika Kopa, Samec, odsevna svetloba, povečava 63 ×

Bismit oder Bismutit (dunkler grau) mit Resten von Bismuthinit (Weiss) in Magnetit, der noch zahlreiche Reste von Eisenglanz (h) enthält. Velika Kopa, Samec, Anschliff, Vergr. 63 ×

Tabla 6 – Tafel 6

Sl. 1 – Abb. 1

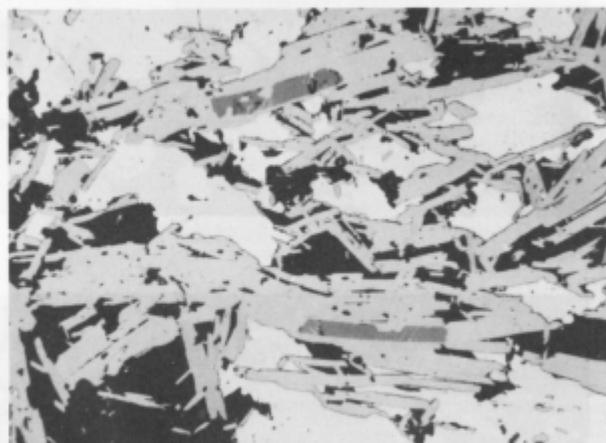
Z magnetitom in hematitom oruden amfibolit. Magnetit je razpršen v drobnnozrnati osnovi, v kateri je tudi precej rutila, hematit pa v debelozrnati pozno-metamorfni ali postmetamorfni osnovi amfibolita. Bistriški jarek, odsečna svetloba, povečava 63 ×



Mit Magnetit und Hämatit vererzter Amphibolit. Magnetit ist an die feinkörnige rutilreiche Matrix, Hämatit dagegen an die grobkörnige spätmetamorphe Phase des Amphibolits gebunden. Bistriški Graben, Anschliff, Vergr. 63 ×

Sl. 2 – Abb. 2

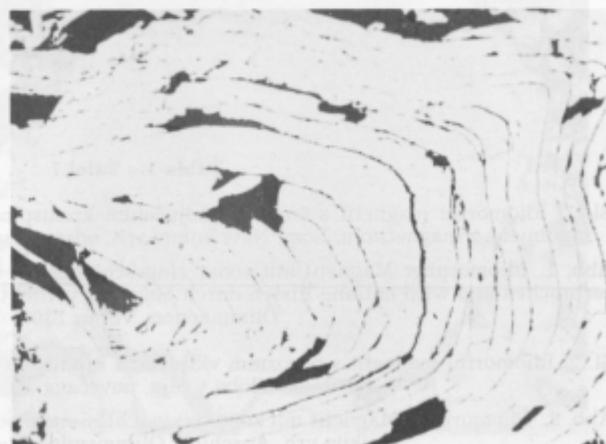
Kristalni agregat idiomorfne hematita (svetlo siv) in ksenomorfne halkopirita (bel) v amfibolitu. Hematit je delno nadomeščen z magnetitom (temno siv) in halkopiritom. Bistriški jarek, odsečna svetloba v olju, povečava 15 ×



Kristall-Aggregat von idiomorphen hämatit (mittelgrau) und xenomorphem Kupferkies (weiss) im Amphibolit. Hämatit wird zum Teil durch Magnetit (dunkelgrau) und Kupferkies verdrängt. Bistriški Graben, Anschliff, Ölimmersion, Vergr. 150 ×

Sl. 3 – Abb. 3

Izoklinalno naguban hematit. Bistriški jarek, odsečna svetloba, povečava 125 ×



Isoklinal verfalteter Hämatit, Bistriški Graben, Anschliff, Vergr. 125 ×

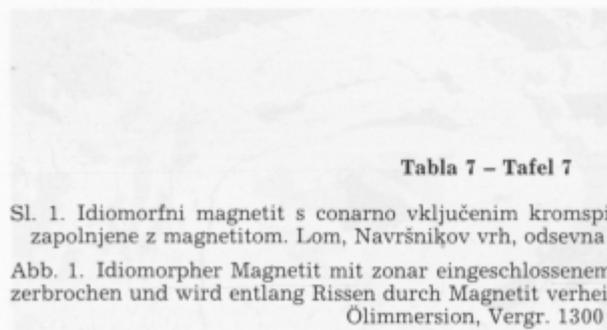


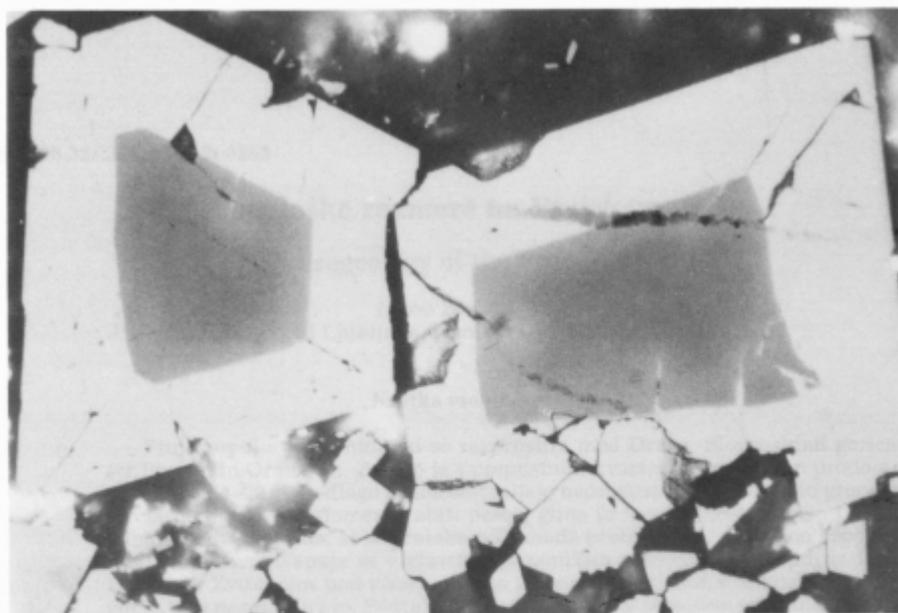
Tabla 7 – Tafel 7

Sl. 1. Idiomorfni magnetit s conarno vključenim kromspinelom. Razpoke v kromspinelu so zapolnjene z magnetitom. Lom, Navršnikov vrh, odsevna svetloba v olju, povečava 1300 ×

Abb. 1. Idiomorpher Magnetit mit zonar eingeschlossenem Chromspinnell. Dieser ist teilweise zerbrochen und wird entlang Rissen durch Magnetit verheilt. Lom, Navršnikov vrh, Anschliff, Ölimmersion, Vergr. 1300 ×

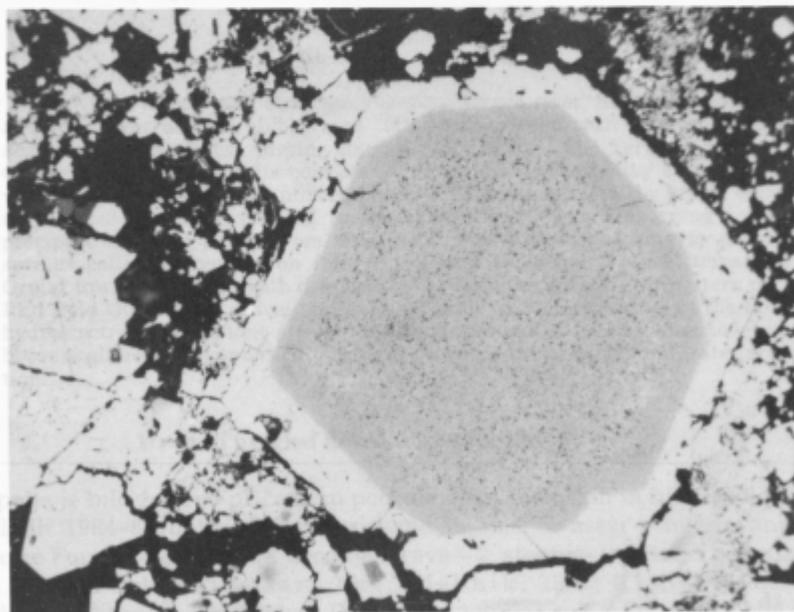
Sl. 2. Idiomorfni magnetit s poroznim vključkom kromspinelu Lom, Navršnikov vrh, odsevna svetloba v olju, povečava 300 ×

Abb. 2. Idiomorpher Magnetit mit zonar eingeschlossenem porösen Chromspinnell, Lom, Navršnikov vrh, Anschliff, Ölimmersion, Vergr. 300 ×



1

Mikrovizija za optično svetlobo. Določena ravnina. Ploščica je moleskovitno vpliva na podoben vodo, kajti pri njem gradnja se bolj razredčeni var potrebni ukrepi, da bi bila v kar največji meri uspešna.



2

Plujsko
raziskav v
mikroelektr
žepališč
za pol

