

PETR ČERNÝ

PROPYLITICKÉ RUDNÍ ŽÍLY A JEJICH NEROSTY OD KOMNĚ U BOJKOVIC

(Obr. 31–42 v textu, tab. XI, ruské a německé resumé)

Úvod

Třetihorní eruptiva z flyše jihovýchodní Moravy byla již od minulého století předmětem četných studií. Zejména jejich petrografií se zabývala řada významných badatelů (Tschermak, Rosický, Zapletal a j.). V poslední době shrnul a doplnil jejich poznatky Krystek (1955), jenž uvedl též podrobný seznam petrografické literatury. Stopové prvky v andesitech této oblasti studoval Pelíšek (1940). Mineralogické výskyty z těchto hornin jsou topograficky zachyceny v pracích Burkarta (1953) a Kruti (1946, 1949, 1956). Exaktní mineralogické studie jednotlivých lokalit jsou jen ojedinělé (Rosický 1928, 1930).

V posledních letech byla nalezena pozoruhodná paragenese nerostů v andesitovém lomu na kopci Bučniku, jihozápadně od Komně u Bojkovic. Byl zde zjištěn první výskyt propylitického zrudnění v uvedené oblasti vněkarpatských tercierních vyvřelin. Výsledky podrobného výzkumu lokality budou tedy zajímavé nejen mineralogicky, nýbrž též ze širšího hlediska tercierní karpatské metalogenese.

Lokalita je od r. 1953 pod stálou kontrolou S. Krauseho, pracovníka okresního musea v Uherském Brodu. Často ji navštívil též dr. T. Krutá z Moravského musea v Brně, z jehož popudu jsem započal s jejím zpracováním. Materiál, jež jsem měl k dispozici, pochází jednak ze sbírek zmíněných museí, jednak z vlastních sběrů. Jeho zpracování jsem provedl v r. 1955 a 1956 v laboratořích Mineralogického a petrografického ústavu Masarykovy university a mineralogicko-petrografického oddělení Moravského musea.

Děkuji prof. dr. J. Sekaninovi, členu korespondentu ČSAV za kritické připomínky k rukopisu této práce, dr. T. Krutovi a S. Krausemu za zapůjčení sbírkového materiálu a všestrannou pomoc při práci a dr. J. Pokornému z Ústavu pro výzkum rud v Kutné Hoře za pořízení spektrálních analyz.

Geologická situace nejbližšího okolí

Východní svahy kopce Bučniku jsou budovány téměř vodorovně uloženými lavičemi vápnatých pískovců s proplásky lupků. Podle Matějky—Rotha (1953) náleží tyto vrstvy svrchnímu oddílu paleogénu, vlářskému vývoji bělokarpatské jednotky.

V pískovcovém souvrství Bučníku jsou uloženy tři ložní žíly andesitu.¹ Horní žíla tvoří morfologicky nápadný vrchol kopce, další dvě vystupují na jeho svazích. Střední žíla je otevřena lomem. Má v něm mocnost asi 20 m a velmi mírný úklon k jihozápadu. Této žíly se týká následující petrografický a mineralogický popis.

Petrografie andesitové žíly

Hornina má zelenavě šedou barvu, v partiích s hojnými úlomky okolních sedimentů je světlešedá. Z celistvé základní hmoty vystupují vyrostlice plagioklasu a tmavých vyrostlic. Jejich rozměry se pohybují v rozmezí 2–5 mm, pyroxen a amfibol dosahují až 30 mm. Zřídka se vyskytují zrnka pyritu. Místy jsou hojně dutinky, vyplněné hrubě zrnitým karbonátem.

Ve výbrusu má hornina porfyrickou strukturu. Vyrostlice tvoří převážně plagioklas, v menší míře amfibol; vyrostlice augitu a biotitu jsou ojedinělé. Základní hmota je složena z plagioklasu a hojného magnetitu, v malém množství je zastoupen apatit a vzácně i sanidin.

Plagioklas tvoří zonárně stavěné, hustě lamelované idiomorfni vyrostlice. Jádra vyrostlic odpovídají labradoritu o složení $Ab_{45}An_{55}$ ($Nm = 1,561$), vnější zóny andesinu $Ab_{50}An_{50}$ ($Nm = 1,557$). Ve vyrostlicích jsou hojně zonárně uspořádané uzavřeniny magnetitu, apatitu a neurčitelných mikrolitů. Jemné lišty plagioklasu v základní hmotě jsou tvořeny kyselým andesitem $Ab_{55}An_{45}$ ($Nm = 1,553$). Místy jsou fluidálně uspořádány. *Amfibol* je přítomen jen v podobě vyrostlic, na okrajích poněkud resorbovaných. Má zpravidla zonární stavbu s tmavším jádrem. Je pleochroický v hnědých barvách, zháší šikmo 15° (Nm jádra = 1,678). Uzavírá zpravidla hojný magnetit. Akcesorický augit a biotit se vyskytují rovněž jen ve vyrostlicích, zpravidla silně korodovaných. Zelenavý *augit* je slabě pleochroický, zháší šikmo 42° . Optický charakter je pozitivní ($Nm = 1,690$). *Biotit* obsahuje velmi hojná zrnka magnetitu. Má silný pleochroismus ve žluté a červenohnědé barvě ($Nm = 1,695$). *Magnetit* a *apatit* tvoří v základní hmotě velmi jemné idiomorfni krystalky, oba nerosty bývají též uzavřeny ve vyrostlicích plagioklasu. *Sanidin* je zastoupen v základní hmotě jen sporadicky, v podobě hrubších lišt ($n < k$, b., $-2V$ malý). Rovněž zřídka se vyskytují krychličky *pyritu* a bublinky či nepravidelné dutinky, vyplněné *karbonáty*.

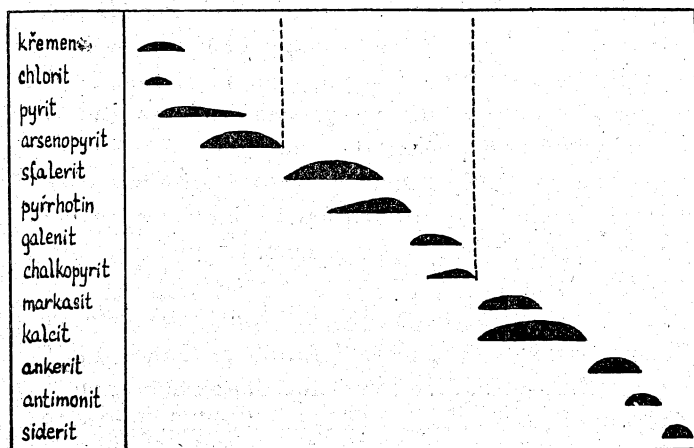
Podle mineralogického složení můžeme eruptivní horninu z bučnického lomu klasifikovat jako *leukokratní amfibolický andesit*, případně jako *leukokratní amfibolický phenoandesit* podle nomenklatury Rittmanna (cit. u Krystka 1955). Analýsy některých andesitů jihovýchodní Moravy vykazují totiž vyšší obsah alkálií, než jaký odpovídá jejich nerostnému složení. (Alkálie jsou vázány asi na

¹ Podrobné údaje o geologické posici andesitů naší oblasti, jejich pravděpodobném stáří, pořadí intrusí horninových typů atd. jsou uvedeny v práci Krystka (1955).

neurčitelné součástky základní hmoty a sklo, jehož chemismus není dosud ani kvalitativně znám.) Je pravděpodobné, že i studovaná hornina z bučnického lomu má chemismus blízký trachyandesitu.²

Andesit uzavírá místy nepravidelné *xenolity* hrubozrnné eruptivní horniny, nápadné velkými sloupci černého amfibolu a hrubými zrny plagioklasu.

Kontaktní přeměny sedimentů na styku s andesitem mají jen thermický charakter. Pískovce nabývají vzhledu kvarcitu, lupky jsou vypáleny na tzv. porcelá-



Obr. 31. Schema sukcese nerostů bučnických rudních žil (--- mechanické deformace).

nové jaspisy. Týž ráz má přeměna sedimentárních xenolitů, uzavřených v andesitu. Místy jsou tyto xenolity velmi hojné, zejména v severní části lomu. Podmiňují zde světlou barvu horniny a v důsledku částečné asimilace též změnu v neroštném složení andesitu — absolutní převahu základního plagioklasu nad ostatními součástkami.

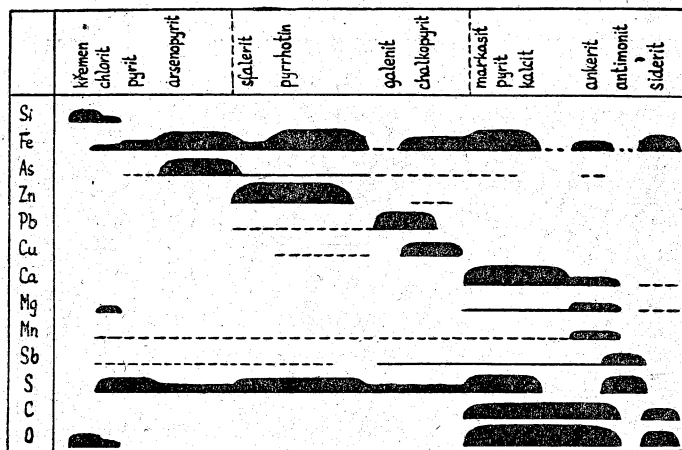
Paragenese nerostů z dutin andesitu

V severní a jižní části bučnického lomu obsahuje andesit často dutiny s dobře vykrystalovanými nerosty. Dutiny mají nepravidelný tvar s bohatě rozčleněným povrchem, nejsou v andesitu nijak uspořádány. Hornina je v okolí dutin slabě vybělena, ve výbrusu zjistíme uralitizaci tmavých vyrostlic a slabou sericitizaci plagioklasu. Někdy můžeme pozorovat, že plagioklasové vyrostlice okolního andesitu jsou jen částečně zarostlé v hornině; částečně ční do dutiny, obklopeny mladšími nerosty.

² Rosický (1930), Zapletal (1930), Krystek (1955). Poslední z autorů uvažuje o možnosti, že jde o dodatečný přívod alkálií do magmatu z naftových vod.

Nejhojnějšími minerály těchto dutin jsou *křemen*, *chlorit*, *aktinolitový asbest*, *kalcit*, *pyrit* a *sferit*. Podřadněji se vyskytuje *pyrrhotin*, *baryt*, *laumontit*, *anatas* a *brookit*. Výskyty *molybdenitu* a *tridymitu* jsou jen ojedinělé. Vzácně se vyskytují dutiny odlišného charakteru, s hrubě krystalovaným modravým *barytem*, *aragonitem* a *kalcitem*.

Zastoupení nerostů v jednotlivých dutinách je velmi proměnlivé, některé minerály jsou reprezentovány více morfologickými typy (kalcit, pyrit). Nelze proto

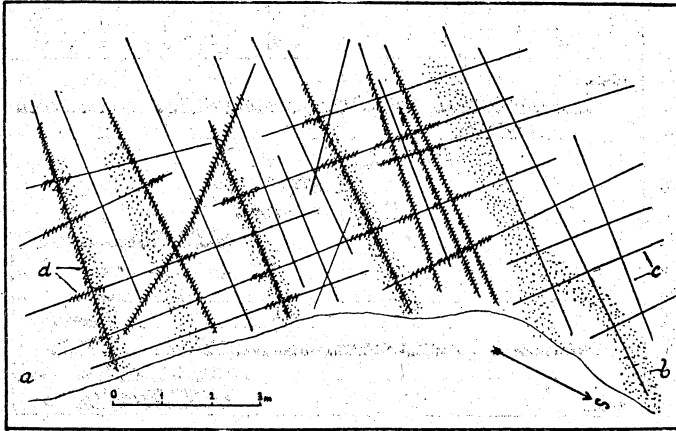


Obr. 32. Schema geochemického vývoje bučnických rudních žil (--- mechanické deformace).

sestavit přesnější schema jejich sukcese. Zhruba lze konstatovat, že nejstaršími nerosty jsou křemen, tmavé silikáty a Ti-oxydy, mladší jsou baryt a sulfidy a k nejmladším patří laumontit s kalcitem.

Paragenese andesitových dutin má řadu nerostů společných s rudními žilami, popsanými v následujících kapitolách (křemen, chlorit, kalcit, sfalerit, pyrit, pyrrhotin). Příbuznost obou paragenetických skupin zdůrazňuje ještě shoda morfologických vlastností těchto nerostů. V protikladu s těmito společnými rysy stojí jednak výrazný rozdíl v ostatním nerostném obsahu (v rudních žilách např. arsenopyrit, chalkopyrit, galenit — v dutinách baryt, molybdenit, aragonit a j.), jednak izolované postavení dutin vůči rudním žilám. Dutiny jsou zcela uzavřeny, nemají náznaků přívodních cest, jimiž by snad mohl být jejich nerostný obsah přinesen. Konečně známe analogické výskyty druzových dutin s velmi podobným nerostným obsahem na četných okolních lokalitách, na nichž nebylo propylitické zrudnění zjištěno (Nezdenice, Bánov a j., Rosický 1928, 1930, Krutá 1946, Burkart 1953). Jde tedy bezpochyby o nerostnou výplň typických druzových dutin, jež s mladšími rudními žilami látkově nesouvisí.

V severní části lomu je andesit silně hydrotermálně přeměněn — propylitizován. Přeměněné partie mají podobu pruhů kolísající mocnosti (0,3—5 m), směru cca 50° a svislého sklonu. Nejmocnější pruh propylitu vystupuje u severního zakončení lomu (obr. 33, tab. XI). V následujících odstavcích bude podrobněji popsán jako typický příklad propylitizace bučnického andesitu. Všechny ostatní propylitizované polohy mají podobný petrografický charakter.



Obr. 33. Schematický půdorys severní části lomu na Bučnicku (a — andesit, b — silně propylitizované partie andesitu, c — dva systémy svislých puklin, d — rudní žíly).

Mocnost zmíněného propylitizovaného pruhu kolísá v mezích 3—5 m. Již terénním studiem bylo zjištěno, že propylitická přeměna nepokročila ve všech jeho částech stejně daleko. Můžeme v něm rozlišit tři symetricky uspořádané zony různého petrografického charakteru, jež mají dosti nepravidelné omezení a jsou spojeny postupnými přechody.

Vnější zona přechází pozvolna do nepřeměněného andesitu. Má velmi kolísající mocnost, nesnadno sledovatelnou (max. cca 2 m). Hornina má šedozelenou barvu a je protkána sítí jemných černozeleňých žilek s krystalky pyritu. Ve výbrusu se přeměna projevuje uralitací tmavých vyrostlic a počínající sericitisací plagioklasu. Místy lze pozorovat i počáteční stadia chloritizace uralitu a základní hmoty. Makroskopicky patrné tmavé žilky jsou složeny převážně z pyritu a křemene, podřadně je zastoupen chlorit. V nepatrném množství je v nich přítomen karbonát a drobné idiomorfnní krystalky rutilu.

Střední zóna propylitu má menší mocnost 0,2—0,8 m. Vzorek horniny je světle zelenavě šedý se světlými a tmavšími skvrnami. Mikroskopicky je hornina charak-

terisována jednak silnou chloritací a sericitací horninotvorných součástek, jednak vznikem novotvořeného albitu. Jeho jemnozrné agregáty jsou nepravidelně roztroušeny v přeměněné základní hmotě. Jsou zpravidla doprovázeny shluky karbonátu, křemene a pyritu. Karbonát též často zatlačuje spolu se sericitem vyrostlice primárního plagioklasu. Relikty světlých součástek andesitu jsou řídké, tmavé vyrostlice jsou již zcela přeměněny.

Vnitřní zóna představuje nejpokročilejší přeměnu bučnického andesitu. Je zpravidla jen několik dm mocná. Hornina nabývá šedobílé barvy, je velmi křehká a drolivá. Makroskopicky jsou rozeznatelná hojná zrna karbonátu a krychličky pyritu. Ve výbrusu je propylit složen převážně ze sericitu, karbonátu a jílovitých součástí, v menší míře z křemene a pyritu. Nejvíce přeměněné partie jsou tvořeny pouze jílovitou hmotou. Andesit je již zcela přeměněn, neobsahuje relikty původních součástek.

Ostatní propylitované pruhy mají obdobný charakter. Propylitace není však na nich tak intenzivní a sled zón není tak zřetelný jako v popsaném případě. Účinky propylitace na sedimenty v okolí andesitu nebylo možno na dosavadních odkryvech sledovat.

Souhrnný přehled petrografie propylitů podal v poslední době Nakovník (1955). Jednotlivé zóny z našeho výskytu nelze přímo srovnávat s jeho propylitickými faciemi, přesto však můžeme na Bučniku pozorovat řadu obdobných jevů (postupná změna nerostného složení a mocnosti zón). Celkově lze konstatovat, že tři zóny bučnických propylitových pruhů zachycují zhruba všechny nerostné asociace pěti propylitických facií, popsaných Nakovníkem (s výjimkou nepřítomnosti nerostů zoisit-epidotové skupiny).

Nápadnou morfologii bučnických propylitů — jednotně orientované pruhy kolísající mocnosti — lze vysvětlit nespíše tektonickými faktory. Zdá se, že propylitace je vázána na starší poruchová pásma: ve vnitřních, nejsilněji přeměněných zónách propylitických pruhů bývá totiž hornina silně tektonicky porušena, místy nabývá až břidličnatého vzhledu. Bezpečnější řešení této otázky umožní však jen studium kontaktů propylitovaných partií andesitu s okolními sedimenty, jež nejsou v dnešních odkryvech přístupny.

Strukturní stavba bučnického zrudnění

Po propylitické přeměně došlo v andesitové žíle ke vzniku *dvou systémů svíslých puklin*. Pukliny probíhají souvisle andesitem i propylitovanými partiemi. Jejich prostorové rozložení je na pružích propylitu dosti nezávislé (obr. 33).

První systém puklin má směr kolísající v mezích 45–60° (JZ–SV). Pukliny jsou zpravidla poněkud rozevřeny. Místy jsou provázány drcenými, brekciovitými partiemi andesitu. Svědčí to o slabých tektonických pohybech podél těchto

puklin. Velikost a směr těchto pohybů nelze na dnešních odkryvech sledovat. Pukliny druhého systému mají směr 145–155° (SZ–JV). Jsou vesměs téměř sevřeny. Vzácně se vyskytují též pukliny směru 90° (Z–V) a zhruba svislého sklonu.

Do popsané puklinové sítě vnikly hydrotermální roztoky, jež daly vznik bučnickým *rudním žilám*. Zrudnění je rozšířeno v severní části lomu, v prostoru propylitových pruhů. Celková šířka pásma s rudními žilami je asi 12 m. Hlavní rudní žíly jsou uloženy v rozevřených puklinách SV směru. Sevřené JV pukliny jsou zrudněny jen nepatrně; pronikají do nich jen drobné apofyzy hlavních žil.

Mocnost rudních žilek silně kolísá. Průměrně vyšších hodnot — 2–3 cm — dosahuje mocnost hlavních žil na puklinách SV směru. Největší mocnosti dosahuje místy rudní žíla ojedinělého východního směru — až 6 cm (obr. 33). Rudní odžilky na sevřených JV puklinách zpravidla nepřesahují mocnost 1 cm.

Mimo vlastní rudní žíly — výplně puklin — jsou na Bučnicku zastoupeny ještě dva texturní typy zrudnění. Místy rudní nerosty stmelují brekciovité partie andesitu, přilehlé k puklinám SV směru. Tyto *zrudněné brekcie* představují v porovnání s rudními žilami největší rudní akumulace v bučnickém andesitu, ovšem zcela nepatrného rozsahu. Dalším typem zrudnění jsou pak *impregnace rudních nerostů* v okolí rudních žil. Mají malý rozsah, vyskytují se dosti zřídka a vždy jen tam, kde rudní žíly probíhají kaolinisovanými vnitřními zónami propylitovaných pruhů.

Rudní nerosty byly vzácně nalezeny též na nepravidelných puklinách pískovců v podloží andesitu. Kontakty zrudněných partií andesitové žíly nejsou odkryty. Charakter zrudnění na hranicích andesitu a v okolních sedimentech nebylo proto možno blíže sledovat.

Prostorová orientace hlavních žil SV směru je velmi blízká orientaci propylitových pruhů, jejich rozložení je však na propylitovaných partiích dosti nezávislé. Rudní žilky někdy probíhají vnitřní, kaolinisovanou zónou propylitového pruhu, často jsou však uloženy v nepřeměněném andesitu. Hydrotermální přeměna andesitu v okolí rudních žil je v porovnání s účinky propylitace velmi slabá.

Za dnešního stavu výzkumu je možno ze vztahů propylitace, puklinových systémů a rudních žil usuzovat, že *mezi propylitací a vlastním zrudněním bučnického andesitu došlo ke vzniku tektonických puklin, jež umožnily snadnější pohyb rudním roztokům, odvedly je z jejich původních cest a většinu rudních žil tak prostorově oddělily od propylitových pruhů*. Vzájemné vztahy propylitových pruhů, puklinové sítě a rudních žil jsou schematicky znázorněny na obr. 33. Otázku struktury zrudnění bude ovšem nutno dále pozorně sledovat a uvedený názor na postupujících odkryvech pečlivě ověřovat.

Paragenese primárních nerostů bučnických rudních žil je dosti jednoduchá. Rudní nerosty jsou zastoupeny převážně *sfaleritem*, *arsenopyritem* a *pyritem*, v menším měřítku je přítomen *pyrrhotin* a *galenit*. Množství *chalkopyritu*, *markasitu* a *antimonitu* je podřadné. Z nerostů hlušiny se vyskytují nejhojněji *kalcit* a *křemen*, podřadně *ankerit* a *siderit*. Sporadické jsou výskyty *chloritu*. *Laumontit* tvoří samostatné žilky ve střední části lomu, jeho přítomnost na rudních žilách není bezpečně prokázána.

Hydrotermální přeměna nepropylitizovaného andesitu v okolí rudních žil se projevuje chloritisací a sericitisací horninotvorných součástí, vždy jen do vzdálenosti několika cm od žíly. Při samém kontaktu s rudní žilou je hornina prokřemeněna a impregnována pyritem.

Tabulka 1

	Fe	As	Cu	Pb	Zn	Cd	Mn	Ag	Sn	Sb	Co	Ni	Bi	Hg	Mo	Ti
pyrit	4	2	1	1	1	?	1	1		1	1	1	1			1
arsenopyrit	4	4	1	1	1	1	1	1		1	1					
sfalerit	4	2	1	2	4	3	1	1		1	1		1	1		
pyrrhotin	4	2	2	1	1	?	1	1	1	1	1	1			1	
galenit	2	1	1	4	1		1	1	1	2			1			
chalkopyrit	4	1	4	2	2	1	1	1	1	2			1			
markasit	4	1	1	1	1	1	1	1		2	1	1				
	Ca	Fe	Mg	Mn	Sr	Ba	Cu	Pb	Zn	Cd	Ag	Ni	Mo	As	Sb	Ti
kalcit	4	3	4	2	2	1	1	1	1	1	1					
Zn-kalcit	4	4	4	3	2	1	1	1	3	1	1			1	1	
ankerit	4	4	4	4	2	1	1	1	1	1	1	1				
siderit	3	4	3	3	?		1	1	1	?	1	?	1			1

4 — $\geq 1\%$

3 — $> 1 - 0,1\%$

2 — $0,1 - 0,01\%$

1 — $< 0,01\%$

? — nejistá přítomnost

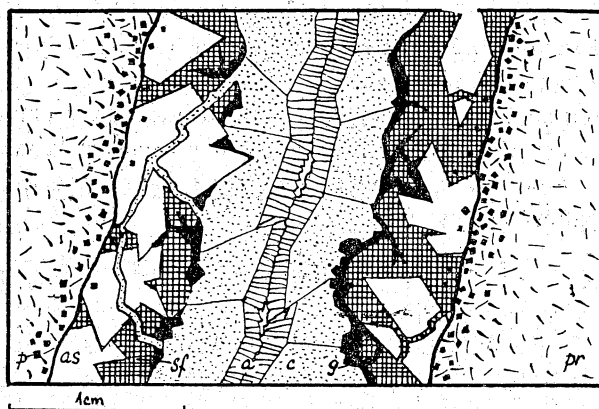
Spektrální chemické analýzy nerostů rudních žil.

Спектрохимические анализы минералов рудных жил.

Spektrochemische Analysen der Erzgangminerale.

Rudní žíly mají často symetrickou stavbu (obr. 34). Na stěnu pukliny narůstá křemen a pyrit, dále tmavý pruh arsenopyritu, sfaleritu a pyrrhotinu. Střed bývá vyplněn kalcitem. Mladší sulfidy — galenit, chalkopyrit — jsou uloženy zpravidla na styku žíly s boční horninou nebo na okrajích kalcitové výplně ve středu žíly. Nejmladší nerosty — ankerit, antimonit a siderit — se vyskytují ve středu žil a v dutinách. Ankerit a antimonit vytvářejí těž samostatné jemné žilníky.

Sukcese nerostů na hlavních rudních žilách je znázorněna v tab. 1. Nejstaršími minerály jsou křemen, chlorit a pyrit (s delším krystalizačním intervalem), jež tvoří úzké polohy na okrajích žil a slabě impregnují boční horninu. Tyto nerosty jsou uzavírány arsenopyritem, sfaleritem a pyrrotinem. Nejstarší z této trojice je arsenopyrit. Jeho krystaly bývají popraskány, rozdrčeny a stmeleny sfaleritem.



Obr. 34. Zonární výplň rudní žíly (pr — propylit, p — pyrit, as — arsenopyrit, sf — sfalerit, c — kalcit, a — ankerit, g — galenit a chalkopyrit).

Místy vytváří sfalerit s pyritem typické poiklitické struktury (obr. 39). Pyrrotin je zhruba současný se sfaleritem, tvoří s ním nepravidelné, laločnaté zrnité agregáty. Po krystalizaci těchto nerostů vznikají žilky a šluky galenitu a chalkopyritu. Oba nerosty, přibližně současně krystalisující, koncentrují se na hranicích zrn starších nerostů. Zpravidla silně zatlačují do okrajů a po štěpných trhlinkách zrna sfaleritu.

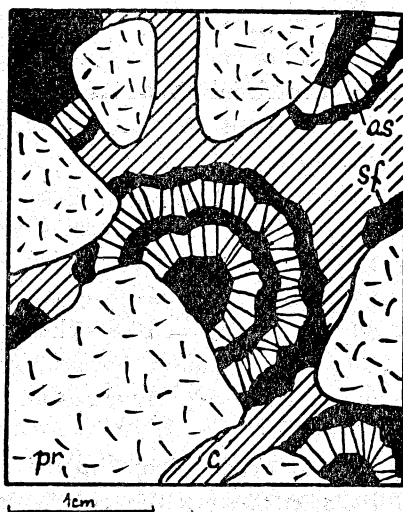
Po vzniku galenitu a chalkopyritu dochází ke slabému rozpraskání a drcení starších nerostů, následovanému krystalizací kalcitu. Kalcit, vyplňující střední části žil, proniká po puklinkách do starších sulfidů (obr. 35); vzácněji v místech silnějšího drcení tvoří tmel rudní výplně, jež nabývá vzhledu brekie. Kataklastické partie sfaleritu bývají kalcitem zatlačovány (obr. 32). Kalcit z těchto agregátů obsahuje značné procento Zn (tab. 1).

Se vznikem kalcitu je spojena intenzivní *markasitisace* pyrrotinu a pyritu, vzácně též arsenopyritu (obr. 30, 31). Na souběžnost krystalizace markasitu a kalcitu ukazuje skutečnost, že markasit nevystupuje nikdy samostatně, vždy s kalcitem. Čím více byly sulfidy tlakem porušeny a proniknuty kalcitem, tím intenzivněji proběhla markasitisace. Jiná kritéria pro zařazení markasitu do sukcese lze hledat jen velmi obtížně (markasit je na styku se všemi nerosty téměř bez výjimky idiomorfne vyvinut). Při přeměně pyrrotinu vznikají z markasitu laločnatá zrnka

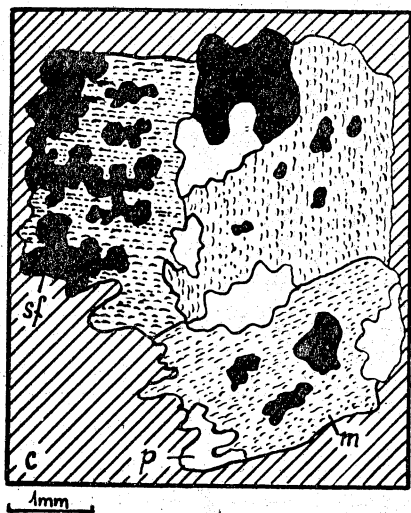
mladého pyritu (obr. 30). Společný výskyt mladého markasitu s kalcitem a jejich souběžná krystalisace byly na rudních žilách zjištěny již řadou autorů (na př. Petrušian 1934, Helke 1938, Betehtin 1949 a j.).



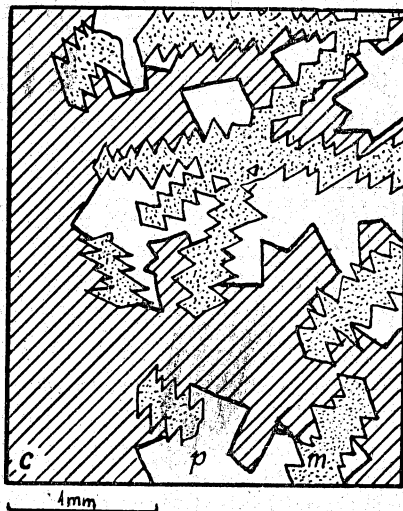
Obr. 35. Kalcit pronikající sulfidy (as — arsenopyrit, g — galenit, sf — sfalerit, c — kalcit).



Obr. 36. Radiálně koncentrické agregáty arsenopyritu (as) a sfaleritu (sf) (pr — propylit, c — kalcit).



Obr. 37. Pseudomorfozy markasitu (m) po pyrrhotinu (p — pyrit, sf — sfalerit, c — kalcit).



Obr. 38. Markasit (m) zatlačuje pyrit (p) (c — kalcit).

K nejmladším nerostům patří ankerit, antimonit a siderit. Ankerit a antimonit se vyskytují ve středních částech žil, často tvoří též samostatné žilky (obr. 33); oba nerosty krystalovaly zhruba současně, antimonit je o něco mladší. Nejmladším hypogenním nerostem je siderit, nasedající v dutinách na krystaly starších minerálů.

Sukcese, znázorněná na obr. 24 a popsaná v předchozích odstavcích, platí pro nerosty hlavních žil SV směru. V brekciovitých partiích andesitu bývá tato posloupnost často porušena, snad v důsledku jiných fyzikálně chemických podmínek krystalisace. Změna sukcese se markantně projevuje zejména u dvojice arsenopyrit — sfalerit. Běžně zde dochází k rytmické krystalisaci těchto dvou nerostů (obr. 29), jež tvoří radiálně koncentrické agregáty, podobné kokardové textuře. V jednom případě bylo jádro takového srůstu tvořeno galenitem, jenž v sukcesi hlavních žil SV směru následuje až po arsenopyritu a sfaleritu.

Obdobnou změnu sukcese vykazují též apofyzy hlavních žil na puklinách JV směru. Též zde dochází k rytmické krystalisaci arsenopyritu a sfaleritu, nejčastěji v podobě radiálně paprscitých „sluncí“ prvního nerostu, přerušovaných několika zónami sfaleritu.

Rudní impregnace propylitu nejsou příliš intenzivní. Obecný je hojný výskyt pyritu v těsném sousedství žil. Z ostatních nerostů tvoří nepravidelně zrnité, zpravidla monominerální impregnace pyrrhotin a chalkopyrit, vždy jen do vzdálenosti několika cm od žíly.

Geochemická charakteristika rudních žil

V tab. 1 jsou uvedeny výsledky spektrálních analys všech nerostů rudních žil s výjimkou křemene, chloritu (neproveditelná separace) a antimonitu (nedostatek čistého materiálu).^{3, 4} Nerosty jsou v obou částech tabulky seřazeny podle sukcese.

Pokud se týká chemismu jednotlivých nerostů, je zajímavá přítomnost Co a Ni v sulfidech železa — pyritu, pyrrhotinu, markasitu. Zjevná je též závislost přítomnosti Co na výskytu Zn v jednotlivých nerostech. Sr a Ba se vyskytují v karbonátech s vyšším obsahem vápníku, v sideritu tyto prvky chybí. Některé sulfidy se svým obsahem mikroelementů velmi blíží týmž nerostům z vnitrokarpatkých propylitických ložisek (S c h r o l l 1954, K o d ě r a 1956).

Jako hlavní rudní prvky vystupují v bučnickém zrudnění Fe, Zn, As, Pb, Cu,

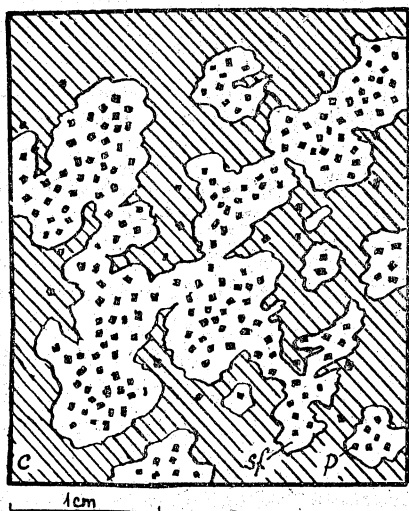
³ Spektrální analysy byly provedeny v ÚVR v Kutné Hoře (spektrograf ISP 22, gen. PS 39, stf. oblouk 6 A, fotomateriál Foma s. o., exp. 30 sec. bez předj., elektrody C — ČKD Stalingrad, vzdál. elektrod 4 mm, uzávěrka 7,2, šterbina 0,003 mm).

⁴ Do tabulky nebyla pro přehlednost zařazena podřadná a stopová množství prvků, jež pocházely zjevně z nečistot vzorků: u sulfidů Si, Al, Ca, Mg z křemičitanů a uhličitanů, u karbonátů Si, Al ze silikátů boční horniny.

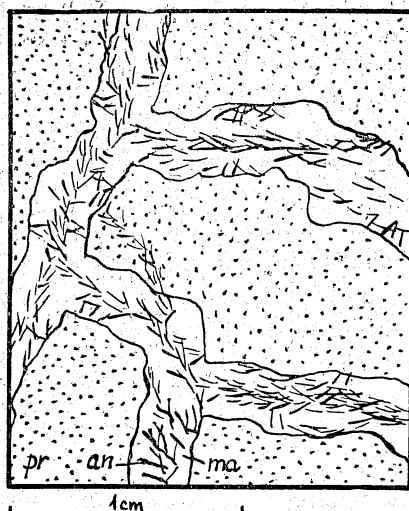
Sb (seřazeny podle hojnosti). Asociace stopových elementů je dosti chudá. Charakteristické, všeobecně rozšířené stopové prvky jsou Mn, Ag, Cd, v menší míře se vyskytují Sn, Bi, Co, Ni, ojediněle Hg, Mo, Ti.

Na základě krystalisační posloupnosti, makrochemismu a spektrálních analys nerostů rudních žil bylo sestaveno schema geochemického vývoje bučnického zrudnění, znázorněné na obr. 32. Jsou v něm zachyceny pouze podstatné komponenty nerostů. Kolísání tloušťky pruhů znázorňuje jednak variace v poměrném obsahu prvku v jednotlivých nerostech, jednak ukazuje též relativní množství jednotlivých minerálů v rudních žilách. I když je schema jen přibližným nástinem, ukazuje nám dobře sukcesi hlavních rudních prvků: Fe — As — Zn — PbCu — (Fe) — Sb (při téměř průběžném vylučování Fe). Dále schema znázorňuje charakteristické zvýšení obsahu síry v nejmladších sulfidech (markasitisace starších sulfidů Fe, B e t e c h t i n 1949). Rovněž je průběh krystalisace charakterisován klesáním obsahu As a postupným zvyšováním obsahu Sb v jednotlivých nerostech (T i s c h e n d o r f 1955). Křemen a chlorit patří k nejstarším, karbo-náty k nejmladším nerostům.

Podle paragenetické klasifikace karpatských propylitických ložisek, vypracované H e l k e m (1938), můžeme bučnické rudní žíly přiřadit k jeho 5. formaci — k Cu, Pb, Zn žilám na zlato chudým nebo zlato neobsahujícím. K typickým ložiskům tohoto typu patří na př. většina žil štiavnických a čteně lokality v sz. Rumunsku. V této oblasti známe řadu ložisek, jež se svými paragenetickými a geochemickými poměry velmi podobají bučnickým rudním žilám (na př. Herja u Baia Mare — P e t r u l i a n 1934).



Obr. 39. Poikilické agregáty sfaleritu (sf) a pyritu (p), zatlačované kalcitem (c).



Obr. 40. Antimonit (an) v žilkách ankeritu (ma) (p — propylit).

Podstatnou odchylkou bučnického zrudnění proti zmíněným karpatským lokalitám je však významná role arsenu a nepatrné zastoupení antimonu v celkovém chemismu rudních žil. Jak uvádí Helke, arsenopyrit je na karpatských propylitických žilách vzácným nerostem, jenž se vyskytuje jen na hlouběji položených ložiskách. Naopak antimonit a jiné nerosty Sb se hromadí v horních, podpovrchových částech rudních žil.

Andesity naší oblasti známe jen v podobě intrusivních žilných těles. Výskyty povrchového, efusivního charakteru nebyly zjištěny. Rovněž geologická posice studované andesitové žily a na ni vázaného zrudnění na Bučniku ukazuje, že žila byla původně uložena dosti hluboko pod povrchem. Zastoupení nerostů As a Sb na bučnických rudních žilách — naprostá převaha arsenopyritu nad antimonitem — souhlasí tedy s rozšířením těchto minerálů na karpatských propylitických ložiskách, jak je pozoroval Helke.

Zajímavé je též srovnání bučnických rudních žil se zrudněním andesitů polských Pienin, vystupujících při hranici vnitřního bradlového pásma a vněkarpatského flyše (Jarmuta u Szczawnice — Małkowski 1921, Wojciechowski 1955, Tołwinski 1956, Birkenmajer 1956). Podobně jako bučnické rudní žíly, zrudnění Jarmuty odpovídá Helkeho 5. typu — na zlato chudým Pb, Zn, Cu žilám (obsahu Au podle Wojciechowského 0,02—4,0 g/t). Mimo převládající galenit, sfalerit, pyrit, chalkopyrit je na Jarmutě ve značné míře zastoupen též arsenopyrit.

Paragenese hypergenních nerostů

Rudní žíly vystupují v bučnickém lomu přímo k povrchu a mají příkrý sklon. Byly proto již před založením lomu snadno přístupné povrchovým vodám a vystaveny tak intenzivnímu větrání. Ve svrchních partiích žil jsou rudní nerosty většinou limonitsovány. Silná oxydace postihla sulfidy místy i ve větších hloubkách. Nerosty cementačního vzniku jsou dosti vzácné.

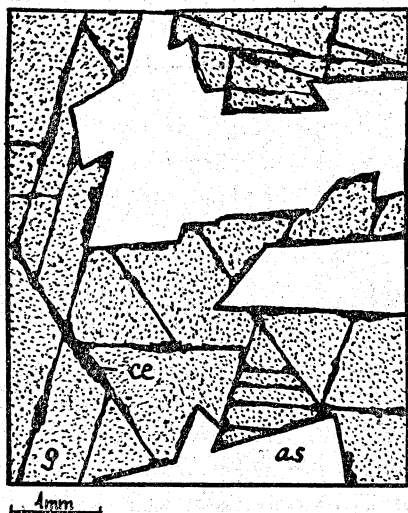
K nejhojnějším produktům větrání patří *hydroxydické sloučeniny železa a manganu*. Limonitické hmoty vznikají ze všech sulfidů a ze sideritu. Hnědoočerný limonit, bohatší manganem, je zpravidla produktem rozkladu sfaleritu. Pyrit a pyrrothin bývají limonitem pseudomorfovány, po sfaleritu a arsenopyritu se vytváří limonit veštinovité struktury. Místy vznikají i nátekové formy limonitu.

Produktem oxydace arsenopyritu je *skorodit*. Jen zřídka vytváří čisté světlezelené povlaky, zpravidla bývá částečně hydrolysován na limonit. Běžně proniká navětralým arsenopyritem v jemných žilkách, někdy jej zonárně zatlačuje (obr. 42).

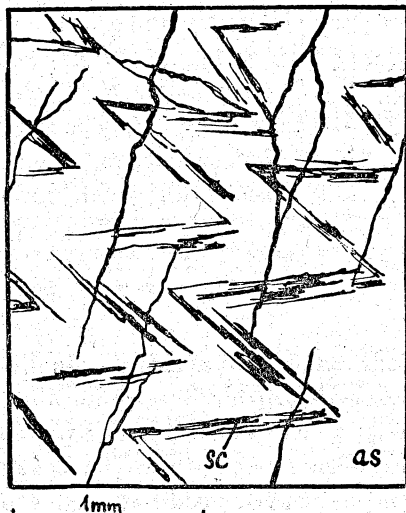
Z vápenatých karbonátů vzniká zpravidla *sádrovec* (působením kyseliny sírové z rozložených sulfidů). Vyskytuje se nejčastěji přímo v rudní výplni, někdy též na puklinách propylitu v širším okolí žil. Méně častým produktem rozkladu kar-

bonátů je *aragonit*. Vzniká bezpochyby obdobně jako v nezdenickém andesitu (R o s i c k ý 1930).

Galenit bývá často zatlačován jemnými žilkami *cerussitu* (obr. 41). V silně přeměněných partiích vytváří *cerussit* i makroskopické jemně zrnité agregáty. Vzácnějším produktem rozkladu galenitu je *wulfénit*. Vyskytl se v podobě jemných jehliček v kavernosním limonitu, zjevně v dutinách po vylouženém galenitu.



Obr. 41. Žilky *cerussitu* (ce), zatlačující galenit (g) (as — arsenopyrit).



Obr. 42. Arsenopyrit (as), zonárne zatlačovaný skoroditem (sc).

Největším počtem nerostů jsou zastoupeny oxidační a redukční zplodiny chalkopyritu. Silně zoxydované rudní nerosty jsou často pokryty jemnými povlaky *malachitu*, nejhojnějšího sekundárního nerostu Cu. Vzácně se vyskytují i jemné krystalky *azuritu*. Ve spodních partiích žil bylo v několika případech zjištěno cementační zatlačování chalkopyritu *bornitem*, *chalkosinem* a *covellinem*.

Ke zplodinám redukčních pochodů patří též dva sulfidy kadmia — *greenockit* a *hawleyit* (Č e r n ý 1957). Vznikají v dutinkách slabě přeměněných sulfidů na krystalech sfaleritu, pokrytých velmi jemným limonitickým povlakem. Jejich vznik můžeme vysvětlit, podobně jako T r a i l l — B o y l e (1955), obohacením roztoku Cd^{2+} ionty v oxidačním prostředí svrchních partií žil. V hlubších částech dochází pak při neúplné oxydaci rud, zejména málo vzdorného sfaleritu, ke vzniku sirovodíku, jenž sráží kadmium z roztoků v podobě *greenockitu* a *hawleyitu*.

Jak vyplývá z uvedeného přehledu sekundárních nerostů, dochází na Bučníku v podmínkách hypergenese k markantnímu rozdělení rudních prvků. V nerostech, vzniklých oxidačními pochody, uplatňuje se nejvíce Fe, Mn, As, Pb a částečně Cu.

Naproti tomu Zn, Cd a většina Cu tvoří snadno pohyblivé rozpustné sloučeniny, jež jsou ze zoxydovaných partií odnášeny. V redukčním prostředí hlubších partií je při cementačních reakcích částečně zachycováno Cd a Cu.

Z mikroelementů bučnických rud se v hypergenních pochodech uplatňuje molybden, jenž se koncentruje ve sporadických výskytech wulfenitu. V primárních nerostech je stopově rozptýlen pouze v pyrrhotinu a sideritu (tab. 1), (Newhouse 1934). Není však vyloučeno, že část Mo pochází též z boční horniny; výskyty molybdenitu v andesitech naší oblasti jsou dosti běžné (Rosický 1928, Burkart 1953, Kruta 1946, 1949—1956, Smirnov 1956).

Zbývá ještě poznamenat, že na Bučniku nebyly dosud nalezeny žádné arseničnany olova nebo zinku, pro jejichž vznik jsou zde vhodné podmínky (Smirnov 1955, 1956). Není vyloučeno, že budou zjištěny mezi několika sekundárními nerosty, jež se dosud pro nepatrné množství materiálu nepodařilo určit.

Popis nerostů

Podrobnějším výzkumem jednotlivých nerostů jsem se nezabýval, pokud to v některých případech nevyžadovala obtížnost jejich identifikace nebo typomorfní význam jejich vlastností. Popisy minerálů obsahují proto většinou jen stručný výčet jejich charakteristických znaků, postačující pro jejich srovnání s nerosty jiných obdobných lokalit. Výsledky podrobnějšího studia některých nerostů jsou uvedeny v jiných publikacích (Černý 1956 — anatas a brookit, 1957 — greenokit a hawleyit).

Pokud není uvedeno jinak, byly minerály určovány optickou cestou v petrografickém a rudním mikroskopu. Indexy lomu byly měřeny v sodíkovém světle. Krystalografická měření jsem prováděl na Goldschmidtově dvojkruhovém goniometru, u kalcitu též příložným goniometrem. Při kvalitativních analytických zkouškách jsem používal obvyklých mikrochemických metod.

Pyrit má na rudních žilách dosti dlouhý krystalizační interval. Starší krystaly mají tvar rýhované krychle s malými ploškami oktaedru, mladší jsou na tvary bohatší. Převládá na nich pentagondodekaedr (102) s úzkými ploškami krychle (100). V malých facetkách jsou zastoupeny tvary o (111), q (121), Ψ (142). Tytéž plochy jsou zastoupeny na většině krystalů z druzových dutin andesitu. Tento typ krystalů je shodný s pyritem řady karpatských propylitických ložisek (Goldschmidt 1913, Krenner 1929). V několika dutinách s basálně tabulkovitým kalcitem byl nalezen pyrit, omezený převážně oktaedrem s nepatrnými ploškami krychle. Pyrit, vznikající v malém množství při markasitizaci pyrrhotinu, má podobu allotriomorfních, laločnatých zrn obr. (37).

Arsenopyrit je zpravidla dobře krystalově omezen, často vytváří též nepravidelné hrubozrné a stébelnaté agregáty. Krystaly jsou krátce sloupcovité až

stébelnaté, protažené podle vertikály. Jsou omezeny plochami základního prisma a basí s řadou velmi sblížených brachydomatických vicinál. Hojně se vyskytují dvojčata a trojčata podle (101). Hustota arsenopyritu byla změřena pyknometricky — 5,92.

Pyrrhotin bývá často laločnatě prorostlý se sfaleritem (obr. 37), jindy tvoří impregnace v andesitu. V dutinách bývá často krystalován v podobě tenkých basálních tabulek, jež jsou zpravidla více méně přeměněny v markasit.

Sfalerit se vyskytuje nejčastěji v podobě hrubě zrnitých agregátů. Pokud je volně krystalován, bývá omezen plochami obou tetraedrů a úzkými ploškami krychle. Z ostatních tvarů bývají vyvinuty trigonritetraedry, tetragonritetraedry a hexatetraedry, vždy však jen v malých facetách jež celkový habitus krystalů neovlivňují. Časté jsou dvojčetné srůsty podle (111).

Studium nábrusů ukázalo, že sfalerit zpravidla neobsahuje odmíšeniny. Jen vzácně byly nalezeny velmi jemné zakulacené inkluse pyrrhotinu. Sfalerit má velmi tmavou hnědočernou barvu, jež nasvědčuje velmi vysokému obsahu Fe, zjištěnému spektrálně. Tomu odpovídá též velmi nízká hustota — 3,81 (změřena pyknometricky).

Chalkopyrit tvoří s galenitem nepravidelně zrnité agregáty, krystalovaný nebyl nalezen. Někdy též slabě impregnuje horninu v těsném sousedství rudních žil.

Galenit vytváří někdy v dutinách malé krystalky, omezené převážně oktaedrem (111) a malými ploškami krychle (100). Vzácně bývají vyvinuty též úzké facety dodekaedru (110).

Markasit zatlačuje zpravidla zrna pyrrhotinu a pyritu, vzácně též arsenopyritu (obr. 30, 31). V pyrrhotinu vytváří velmi jemnozrné shluky, pyritem proniká v podobě zubatých kostrovitých krystalků.

Molybdenit tvoří v pórovitých okrajích druzových dutin nepravidelně roztroušené, zprohýbané lístky; zřídka s pravidelným šestibokým omezením.

Antimonit se vyskytuje společně s ankeritem. V žilkách tohoto karbonátu tvoří nepravidelně zprohýbané lupénky a stébla (obr. 40). V dutinách bývá vykrystalován v podobě vertikálně rýhovaných, ocelově šedých jehliček, omezených tvary (110) a (010). Byl určen goniometrickým měřením a chemickými zkouškami.

Kalcit je zastoupen v druzových dutinách andesitu a na rudních žilách řadou typů:

Druzové dutiny: 1. čiré nebo bělavě zakalené, basalně tabulkovité krystaly, bez postranního omezení, 2. mladší bílé nebo nažloutlé krystaly krátce sloupcovitého až čočkovitého vzhledu, s převládajícím hexagonálním prismaticem a klencem (0112), vždy silně korodované.

Rudní žíly: 1. nejstarší isometrické nebo čočkovité krystaly, zcela obdobné druhému typu z druzových dutin, 2. mladší dlouze sloupcovité krystaly světle hnědé barvy, s převládajícím hexagonálním prismaticem a základním klencem v zakon-

čení, někdy s úzkými ploškami vysokých skalenoedrů, 3. nejmladší skalenoedrický typ krystalů, tmavohnědě zbarvených, s plochami tvaru (2131), zpravidla nerovnoměrně vyvinutý.

Po chemické stránce je zajímavý kalcit, setmelující a částečně zatlačující brekciovité partie sfaleritu (obr. 32). Obsahuje v porovnání s ostatními karbonáty zvýšené množství Zn a Cd (tab. 1). Jeho indexy lomu jsou nepatrně vyšší než u čistého kalcitu.

Ankerit vytváří narůžovělé žilky a povlaky klencových krystalků se sedlovitě zprohýbanými plochami. Obsahuje značné množství Mn. $N_o = 1,710$, $N_e = 1,518$, $N_o - N_e = 0,192$.

Siderit — nejmladší karbonát — tvoří zpravidla drobné klencové krystalky v dutinách starších nerostů. Má tmavou šedo zelenou barvu, v prášku je bezbarvý, $N_o > 1,780$, $N_e' \text{ na } (10\bar{1}1) = 1,783$, $N_e = 1,623$.

Aragonit se vyskytuje vzácně v dutinách andesitu spolu s kalcitem a barytem. Tvoří zde radiální agregáty sloupcovitých, bělavě zakalených krystalů. Jako sekundární nerost pokrývá v podobě jemných jehličkovitých shluků zrna rozložených karbonátů.

Křemen je podstatně zastoupen jak na rudních žilách, tak v druzových dutinách andesitu. Jeho morfologie je shodná s krystalovým tvarem křemene ze známých propylitických ložisek Slovenska a Sedmihradsko. Místo prismatických ploch jsou zpravidla vyvinuty vysoké klence, v zakončení převládá pozitivní základní klencec, negativní je zastoupen jen malými facetami nebo úplně chybí. Někdy jsou krystaly křemene paprscitě seskupeny — kolem většího krystalu je nahloučen větší počet menších, oboustranně ukončených krystalků, protínajících se zhruba uprostřed většího jedince. V brekciovitých partiích rudních žil se často vyskytuje ametyst, nápadný neobvyklou modrou barvou. Krystaly křemene a ametystu jsou vždy matné, velmi jemně naleptané.

Tridymit je uváděn z bučnického andesitu Kruťou (1954).

Anatas a *brookit* byly podrobně popsány na jiném místě (Černý 1956). Tvoří jemné poprašky na křemeni a jiných nerostech v druzových dutinách andesitu.

Chlorit se vyskytuje hojně v druzových dutinách, zřídka též s křemenem na okrajích rudních žil. V mikroskopu je slabě pleochroický, velmi slabě dvojlomný, N_g kolísá v mezích 1,610—1,620, $+2V$ je velmi malý. Podle optických vlastností náleží k prochloritu (Winchell 1953).

Aktinolitový asbest tvoří v druzových dutinách jemně vláknité plstnaté agregáty žlutošedé až zelenošedé barvy. V mikroskopu je slabě pleochroický, $N_g = 1,657$, $N_p = 1,635$, $N_g - N_p = 0,022$, $cN_g = 17^\circ$.

Laumontit se vyskytuje jednak v druzových dutinách, jednak v žilkách společně s kalcitem. Tvoří radiálně paprscité shluky stébelnatých krystalků, omezených plochami (110), (010), (201). Vzácně jsem našel dvojčatné srůsty podle (100),

podobné dvojčatům sádrovce. Laumontit má $N_g = 1,522$, $-2V$ malý, $cN_g = 13^\circ$. *Leonhardt*, jež vzniká jeho větráním, má $N_g = 1,513$, $-2V$ střední, $cN_g = 36^\circ$.

Baryt byl nalezen pouze v druzových dutinách andesitu. Tvoří v nich čiré nebo světle modré krystalky sloupcovitého tvaru. Identifikaci krystalových tvarů nebylo možno provést. Krystalky jsou vesměs silně zprohýbány a nesou četné drobné nárůstky, jež znemožňují přesnější měření.

Bornit zatlačuje od okrajů a puklinek zrna chalkopyritu, často do nich lamelovitě proniká. *Chalkosin* vniká do bornitu a chalkopyritu v podobě jemných plaménkovitých žilek. *Covellin* provází zpravidla chalkosinové žilky; tvoří v nich jemnozrné agregáty, složené z isometrických zrněk.

Malachit vytváří jemně vláknité povlaky na rozložených sulfidech; v dutinkách někdy krystaluje v podobě drobných radiálně paprscitých shluků.

Azurit byl nalezen jen vzácně, jako drobná nepravidelná zrnka bez krystalového omezení.

Limonit a *psilomelan*, vznikající při oxidaci sulfidů, nebyly blíže studovány.

Wulfenit byl nalezen v krychlových dutinách limonitu, vzniklých bezpochyby vyloužením galenitu. Tvoří drobné jehličkovité krystalky žluté barvy, omezené plochami některé vyšší pyramidy. Goniometrické měření nebylo možno provést, povrch krystalků je silně korodován. *Wulfenit* je opticky pozitivní, jednoosý, má silný dvojlom a indexy lomu vyšší než 1,780. Chemické zkoušky na Mo a Pb byly pozitivní.

Cerussit vzniká na puklinách a štěpných trhlinách galenitu (obr. 41). Ve zcela zoxydovaných partiích vytváří na místě původních zrn galenitu makroskopicky patrné jemně zrnité agregáty.

Podrobný popis a určení *greenockitu* a *hawleyitu* jsem podal ve zvláštní zprávě (Č e r n ý 1957). Oba nerosty byly určeny röntgenometricky a studovány opticky a chemicky. Lom na Bučníku je druhým nalezištěm *hawleyitu* — kubické modifikace CdS — na světě (T r a i l l — B o y l e 1955).

Sádrovec tvoří jemné jehličkovité agregáty na rozložených karbonátech. V puklinách andesitu je někdy vyvinut v podobě velkých klinopinakoidálních tabulek, dosahujících délky až 4 cm.

Skorodit vzniká jako produkt oxidace arsenopyritu. Proniká jím v jemném síťivu žilek, někdy jej zonárně zatlačuje (obr. 42). Vytváří čisté, jemně krystalické povlaky světlezelené barvy, často však nahnědlé počínající limonitisací. Podle optických vlastností jde většinou o dosti čistý železitý skorodit, někdy však obsahuje značné procento hlinité komponenty — *mansfielditu* (nízké indexy lomu).

Na kopci Bučníku, JZ od Komně u Bojkovic, je lomem odkryta téměř vodorovně uložená ložní žíla leukokratního amfibolického andesitu, vystupující v paleogenním souvrství pískovců a lupků. Hornina obsahuje hojné druzové dutiny s nerostnou výplní, charakterisovanou m. j. značným obsahem sulfidů Fe, Zn. V severní části lomu jsou některé partie andesitu propylitizovány; mají podobu svislých pruhů SV—JZ směru.

Po propylitizaci vznikly v andesitové žíle dva systémy svislých puklin. První z nich je orientován shodně s propylitovými pruhy (SV—JZ), druhý je k němu kolmý (SZ—JV). Pukliny SV směru byly pak vyplněny rudními žilami; do téměř sevřených puklin druhého směru proniklo zrudnění jen nepatrně. Místy rudní nerosty stmelují andesitové brekcie v sousedství žil.

Rudní nerosty jsou zastoupeny převážně sfaleritem, arsenopyritem, pyritem, dále galenitem, pyrrotinem, chalkopyritem, markasitem, antimonitem. Hlušinu tvoří křemen, chlorit, kalcit, ankerit, siderit. Sukcese nerostů na hlavních rudních žilách SV směru je znázorněna na obr. 31. V apofysách JV směru a v brekciovitých partiích bývá posloupnost krystalisace poněkud odchýlná.

Makrochemismus a spektrální chemické analýzy nerostů ukazují, že hlavními rudními prvky bučnických žil jsou Fe, Zn, As, v menším množství Pb, Cu, Sb. Ze stopových prvků jsou obecně rozšířeny Mn, Ag, Cd, méně časté jsou Bi, Sn, Co, Ni, ojediněle Mo, Hg, Ti. Sukcesi hlavních prvků v bučnickém zrudnění ukazuje obr. 32.

V podmínkách, příznivých rozvoji hypergenních procesů, vznikla řada sekundárních nerostů: při oxydačních pochodech hydroxydy Fe a Mn, skorodit, cerusit, wulfenit, malachit, azurit, sádrovec, aragonit, redukčními procesy pak bornit, chalkosin, covellin, greenockit, hawleyit.

Bučnické rudní žíly představují za dnešního stavu výzkumu první výskyt tercierního propylitického zrudnění, vázaného na andesity JV Moravy. Je to první výskyt propylitických rud ve flyši vnějšího karpatského oblouku na našem území. Na základě výsledků studia bučnických rudních žil můžeme tyto charakterisovat jako propylitické polymetalické zrudnění s převahou sulfidů Fe, Zn, As. Podle Helkeho klasifikace karpatských propylitických ložisek můžeme bučnické zrudnění přiřadit k jeho 5. formaci — k Cu, Pb, Zn žilám na zlato chudým nebo zlato neobsahujícím. Od vnitrokarpatkých ložisek tohoto typu se bučnické zrudnění liší výraznou převahou As a podřadným zastoupením Sb.

*Mineralogicko-petrografický ústav
Masarykovy university, Brno*

Betechtin A. G., 1949: O vlijaniji režima sěry i kisloroda na paragenētičeskije sootnošenija miněralov v rudach. Izv. AN SSSR, ser. geol., 3, Moskva. — Birkenmajer K., 1956: Badania geologiczne andezytów okolie Szczawnicy. Przegląd geologiczny 2. — 1956: Nowe dane o geologii skal magmowych okolie Szczawnicy. Pracę Muzeum Ziemi, Warszawa. — Burkart E., 1953: Mährens Minerale und ihre Literatur. ČSAV Praha. — Černý P., 1956: Anatas a brookit z andesitu od Uherského Brodu. Čas. Mor. musea, 41, Brno. — 1957: Druhý výskyt hawleyitu — β CdS, Čas. pro min. a geol., 2, č. 1, Praha. — Fries C. Jr., Schaller W. T., Glass J. J., 1942: Bixbite and pseudobrookite from the tin-bearing rhyolite of the Black Range, New Mexico. Am. Min. 27. — Goldschmidt V., 1897: Kristallographische Winkeltabellen, Berlin. — 1913: Atlas der Kristallformen, Heidelberg. — Helke A., 1938: Die jungvulkanischen Gold-Silber-Erzlagerstätten des Karpatenbogens etc., Archiv für Lagerstättenforschung 66, Berlin. — Hintze C., Handbuch der Mineralogie, Leipzig. — Jasinskaja A. A., 1951: O zavisimosti glavnějšich fizičeskich svojstv cinkovych obmanok ot chimičeskovo sostava, Min. sbornik Lvov. geol. obšč. 5, Lvov. — Kalb G., Koch L., 1929: Die Kristalltracht der Zinkblende in minerogenetischer Betrachtung, Zbl. f. Min. Abt. A. — Koděra M., 1956: Parageněza a chemizmus Terězia žily v Banskej Štiavnici, Geol. práce 42, SAV, Bratislava. — Krause S., 1950: Petrografická povaha andesitů z jihovýchodní Moravy, nepubl. — Krenner J., 1929: Mineralogische Mitteilungen aus Ungarn, Zbl. f. Min. — Kruťa T., 1946: Eruptiva na Uherskobrodsku a jejich mineralogické poměry, Čas. Vlast. spol. mus., 1, Olomouc. — 1949, 1950, 1951, 1952, 1954, 1956: Příspěvky k moravské topografické mineralogii I—VI. Čas. Mor. musea, Brno, 34, 35, 36, 37, 39, 41. — Krystek I., 1955: Alkalické vyvěřeliny na jihovýchodní Moravě, Geol. práce 41, SAV, Bratislava. — Kuthan M., 1948: Undačný vulkanizmus karpatského orogénu a vulkanologické štúdiá v severnej časti Prešovských hôr, Pracę ŠGÚ, Bratislava. — Larsen E. S., Irving J., Gonyer F. A., Larsen E. S., 3rd, 1936, 1937, 1938: Petrologic results of a study of the minerals from the tertiary volcanic rocks of the San Juan region, Colorado, Am. Min. 21, 22, 23. — Lukin L. I., Kušnarev I. P., Černyšev V. F., 1955: O povtorajemosti napravlenij raznovozrastnyh sistem treščin, Trudy Inst. geol. nauk 162. — Malkovski S., 1921: Andezity okolie Pienin. Pracę Polskiego Institutu Geologicznego, Warszawa. — Matějka A., Roth Z., 1953: Zpráva o geologickém výzkumu magurského flyše v západních Karpatech, Zprávy o geol. výzkumech 1952, ÚÚG Praha. — Newhouse W. H., 1934: The source of vanadium, molybdenum, tungsten and chromium in oxidized lead deposits, Am. Min. 19. — Pelíšek J., 1940: Mikroelementy v andesitech od Uherského Brodu. Příroda. — Petraschek W. E., 1943: Gebirgsbildung, Vulkanismus und Metallogenese in den Karpathenländern und Balkaniden, Tscherms. Min. Petr. Mitt. 55. — Petruľian Ň., 1934: Etude chalcographique du gisement du plomb et de zinc de Herja, Transsylvanie, Roumainie, Anuarul. Inst. Geol. al. României 16. — de Quervain E., 1927: Die jungen Eruptivgesteine der pannonischen Senke und ihrer Umrandung, Schweiz. Min. Petr. Mitt. 7. — Rosický V., 1928: Die Drusenminerale des Andesites von Nezdenice, Festschrift V. Goldschmidt. Heidelberg. — Rosický V., 1930: Dva andesity z okolí Nezdenic, Zprávy komise pro přír. výzkum Moravy a Slezska, odd. min. 4, Brno. — Sekanina J., 1951: Nerosty železného klobouku od Nové Vsi na severní Moravě, Pracę mor. akad. věd přírodních, XXIII, 5, F 243, Brno. — Semper, 1900: Beiträge zur Kenntnis der Goldlagerstätten des Siebenbürgischen Erzgebirges, Abh. d. k. Preuß. geol. Landesanstalt, N. F. 33, Berlin. — Schneiderhöhn H., 1928: Die Jungeruptive Lagerstättenprovinz in Serbien, Siebenbürgen, Ungarn und dem Banat, Zbl. f. Min. — Schneiderhöhn H., 1941: Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde Bd. I, Jena. — Schroll E., 1954: Ein Beitrag zur geochemischen Analyse ostalpiner Blei-Zink-Erze, Mitt. der Öster. Min. Ges., Sonderh., 3. — Slavík F., 1939: Nerostopis a ložiska užitečnych minerálů Slovenska, Carpatica III, Praha. — Smirnov S. S., 1951: Zona okislenija

sulfidnych městorožděnj. AN SSSR, Moskva. — Smirnov S. S., 1955: K miněralogii někoto-
rych polimetaličeskich rud Zabajkajla, Izbr. trudy, AN SSSR, Moskva. — Sobolev V. S. et
cons., 1955: Petrografija neogonovych vulkaničeskich i gipabisalnych porod sovětskych Karpat,
Izd. AN USSR, Kijev. — Tischendorf G., 1955: Einige Bemerkungen zur Verteilung von
Elementen, insbesondere von Arsen und Antimon auf magmatischen Lagerstätten, Geologie,
Bd. 4. — Tołwinski K., 1956: Głównie elementy tektoniczne Karpat z uwzględnieniem gó-
rotworu Solidów, Acta Geol. Polonica VI. — Traill R. J., Boyle R. W., 1955: Hawleyite,
isometric cadmium sulphide, a new mineral. Am. Min. 40. — Winchell A. N., Winchell
H., 1953: Elements of optical mineralogy. Moskva. — Wojciechowski J., 1955: O żyłach
kruszcowych pod Szczawnica, Ins. Geol. Biuletyn 101, Warszawa. — Zapletal K., 1930, 1931:
Geologie a petrografie země Moravskoslezské, Brno. — Zapletal K., 1950: Dnešní stav geologie
moravských Karpat a úvalů, Spisy vyd. přír. fakultou M. U., Brno.

ПЕТР ЧЕРНЫ

ПРОПИЛИТОВЫЕ РУДНЫЕ ЖИЛЫ И ИХ МИНЕРАЛЫ БЛИЗ ДЕР. КОМНЯ У СЕЛ. БОЙКОВИЦЕ

(Рисунки 31—42 в тексте, таблица XI)

На холме Бучник, к юго-западу от дер. Комня у сел. Бойковице, было найдено первое месторождение пропилитового оруденения, связанного с третичными андезитами Юго-восточной Моравии. Это первая находка пропилитовых рудных жил во флише внешней карпатской дуги на территории Чехословакии.

Холм Бучник сложен почти горизонтально залегающими палеогенными песчаниками. В толщу осадочных пород интродировали три пластовых жилы андезита. Средняя жила, открытая каменоломней, образована лейкократовым амфиболовым андезитом. Андезит содержит обильные пустоты с богатым парагенезисом минералов, среди которых значительную роль играют сульфиды Fe и Zn. В пустотах андезита были найдены пирит, сфалерит, пирротин, молибденит, кальцит, барит, анатаз, брукит, кварц, тримит, хлорит, актинолитовый асбест.

На северном участке каменоломни андезит пропилитизирован. В полосах пропилита: юго-западно—северо-восточного простирания развито зональное строение. Внешние зоны лишь слабо изменены (уралитизация и начало серицитизации). Средние зоны серицитизированы, хлоритизированы и альбитизированы. Внутренние зоны пропилитовых полос обыкновенно сильно каолинизированы.

После пропилитизации в андезите образовались две системы вертикальных трещин, ориентированных перпендикулярно друг к другу (юго-западно—северо-восточного и северо-западно—юго-восточного простирания). При открытые трещины северо-восточного простирания, ориентированные параллельно пропилитовым полосам, были заполнены главными рудными жилами. Неоткрытые трещины другой системы оруденены лишь незначительно, в них залегают только малые апофизы главных жил северо-восточного простирания (рис. 26). В некоторых случаях оруденение цементирует в непосредственной близости трещин брекчиевидные участки андезита или импрегнирует внутренние каолинизированные зоны пропилитовых полос.

Оруденение имеет полиметаллический характер с преобладанием сульфидов Fe, Zn, As. В рудных жилах были найдены следующие первичные минералы (в порядке последовательности образования): кварц, хлорит, пирит, арсенопирит, сфалерит, пирротин, га-

ленит, халькопирит, марказит, кальцит, анкерит, антимонит, сидерит. Последовательность кристаллизации минералов главных рудных жил северо-восточного простирания приведена в рис. 24. В брекчиевидных участках андезита и в жилах юго-восточного простирания порядок образования минералов иногда несколько отклоняется от приведенной схемы. Минерализация здесь часто начинается ритмической кристаллизацией сфалерита и арсенопирита (рис. 29).

Спектрохимическое исследование минералов рудных жил показало, что оруденение в бучицком андезите бедно следовыми элементами. Помимо главных металлических элементов Fe, Zn, As, Pb, Cu, Sb, присутствуют следы Mn, Ag, Cd, Sn, Bi, Co, Ni, Mo, Hg; Ti (табл. 1). Геохимическая эволюция оруденения приведена в рис. 25. Последовательность выпадения главных металлических элементов следующая: Fe—As—Zn—PbCu—(Fe)—Sb (при почти непрерывном выпадении Fe). Для процесса кристаллизации минералов бучицких рудных жил характерно понижение содержания As и постепенное накопление Sb. Характерно тоже значительное содержание серы в молодых сульфидах (марказитизация).

В условиях гипергенеза образовались путем окисления первичных руд следующие минералы: гидроокислы Fe и Mn, скородит, церуссит, вульфенит, малахит, азурит, арагонит и гипс. Продуктами цементации в нижних участках жил являются борнит, халькозин, ковеллин, гринокит и хаулеит.

По классификации карпатских пропилитовых месторождений, построенной Гелке (1938), мы можем отнести бучицкое оруденение к 5-му типу — бедным золотом и золотом несодержащим CuPbZn жилам. К этому типу принадлежит например ряд месторождений Северо-западной Румынии. Некоторые из них очень похожи на бучицкие рудные жилы (например Геря у Баия Маре).

Бучицкое оруденение отличается от упомянутых карпатских месторождений преобладанием мышьяка и совершенно подчиненным количеством сурьмы в общем химизме рудных жил. По данным Гелке в карпатских пропилитовых жилах арсенопирит является весьма редким минералом и находится только на более глубинных месторождениях. Так как геологическое строение холма Бучника свидетельствует о том, что здесь рудные жилы залегали тоже глубоко под первичной поверхностью, широкое распространение арсенопирита и подчиненная роль антимонита в бучицком оруденении отвечает взглядам Гелке на распространение этих минералов в карпатских пропилитовых месторождениях.

*Минералогический и петрографический институт
университета им. Масарика,
Университета им. Масарика,
Брно*

Объяснение рисунков 31—42 в тексте и таблицы XI

Рис. 31. Последовательность кристаллизации минералов бучицких рудных жил (— = механические деформации). — Рис. 32. Схема геохимического развития бучицких рудных жил (— = механические деформации). — Рис. 33. Схематический план северной части каменоломни на холме Бучник (а — андезит, б — сильно пропилитизированные части андезита, с — две системы вертикальных трещин, d — рудные жилы). — Рис. 34. Зональное выполнение рудной жилы (pr — пропилит, p — пирит, as — арсенопирит, sf — сфалерит, c — кальцит, a — анкерит, g — галенит и халькопирит). — Рис. 35. Кальцит проникающий в сульфиды (as — арсенопирит,

g — галенит, sf — сфалерит, c — кальцит). — Рис. 36. Радиально-концентрические агрегаты арсенопирита (as) и сфалерита (sf) (pr — пропилит, c — кальцит). — Рис. 37. Псевдоморфозы марказита (m) по пирротину (p — пирит, sf — сфалерит, c — кальцит). — Рис. 38. Марказит (m) замещает пирит (p) (c — кальцит). — Рис. 39. Пойкилитовые агрегаты сфалерита (sf) и пирита (p), замещаемые кальцитом (c). — Рис. 40. Антимонит (an) в жилах анкерита (ma) (p — пропилит). — Рис. 41. Жилки церуссита (ce), замещающего галенит (g) (as — арсенопирит). — Рис. 42. Арсенопирит (as), зонально замещаемый скородитом (sc).

Табл. XI

Полоса каолинизированного пропилита в серевной части бучнической каменоломни.

P E T R C E R N Y

PROPYLITISCHE ERZGÄNGE UND IHRE MINERALE
VON KOMŇA BEI BOJKOVICE

(Abb. 31—42 im Texte, Taf. XI)

Auf dem Berge Bučník, südöstlich von Komňa bei Bojkovice wurde das erste Vorkommen propylitischer Vererzung, die an die tertiäre Andesite des südöstlichen Mährens gebunden ist, festgestellt. Es ist das erste Vorkommen propylitischer Erzgänge im Flysch des äußeren Karpatenbogens auf dem Gebiete der ČSR.

Der Berg Bučník ist aus paleogenem kalkhaltigen Sandstein aufgebaut, der fast horizontal gelagert ist. In die Sandsteinschichten sind drei Andesitlagergänge eingedrungen. Der mittlere Gang, durch einen Steinbruch freigelegt, gehört leukokrater amphibolischen Andesit an. Dieser enthält zahlreiche Drusen Hohlräume mit reicher Mineralienfüllung, für die ein hoher Inhalt an Fe-, Zn-Sulfiden charakteristisch ist. In den Hohlräumen wurde Pyrit, Zinkblende, Magnetkies, Molybdenglanz, Kalzit, Baryt, Anatas, Brookit, Quarz, Tridymit, Chlorit, Aktinolithasbest gefunden.

Im nördlichen Teil des Steinbruches ist der Andesit propylitisiert. Die Propylitbänder von SW—NO-Richtung weisen Zonenbau auf. Die äußeren Zonen zeigen nur schwache Umbildung (Uralitisierung und anfängliche Seritisierung). Die mittleren Zonen sind seritisiert, chloritisiert und albitisiert. Die inneren Zonen der Propylitbänder sind in der Regel stark каолиниisiert.

Nach der Propylitisierung kam es zur Entstehung zweier zueinander rechtwinklig orientierter Systeme von vertikalen Spalten (SW—NO und NW—SO). Die offenen Spalten von SW—NO-Richtung, welche mit den Propylitbändern übereinstimmend orientiert sind, wurden denn von den Haupterzgangen ausgefüllt. In die enggeschlossenen Spalte des zweiten Systems drang die Vererzung nur in geringen Maße, in Form kleiner Apophysen der Hauptgänge in NO-Richtung, ein (Abb. 26). Stellenweise, in allernächster Nähe der Spalte, verkittet die Vererzung Andesitbrekzien, selten imprägniert sie auch die inneren каолиниierten Zonen der Propylitbänder.

Die Vererzung hat polymetallischen Charakter, den in überwiegendem Maße Fe-, Zn-, As-Sulfide kennzeichnen. In den Erzgangen wurden folgende primäre Minerale (der Sukzession nach gereiht) gefunden: Quarz, Chlorit, Pyrit, Arsenkies, Zinkblende, Magnetkies, Bleiglanz, Kupferkies, Markasit, Kalkspalt, Ankerit, Antimonglanz, Siderit. Die Mineralsukzession der Haupterzgänge in NO-Richtung ist in Abb. 24 dargestellt, der Querschnitt eines typischen zonaren Erzganges in Abb. 27. In den Andesitbrekzien und den engen Gängen in SO-Richtung weicht die Kristallisationsfolge von dem angeführten Schema etwas ab. Oft pflegt es zu rhythmischer Kristallisierung von Zinkblende und Arsenkies zu kommen (Abb. 29).

Die spektrochemische Untersuchung der Minerale der Erzgänge zeigte, daß die Vererzung vom Bučník sehr arm an Spurenelementen ist. Neben den metallischen Hauptelementen Fe, Zn, As, Pb, Cu, Sb sind nur Mn, Ag, Cd, Sn, Bi, Co, Ni, Mo, Hg, Ti in Spuren anwesend (Tafel 1). Die geochemische Evolution der Vererzung ist in Abb. 25 veranschaulicht. Die Sukzession der Haupterzelemente ist folgende: Fe—As—Zn—Pb—Cu—(Fe)—Sb (bei fast durchlaufender Ausscheidung von Fe). Der Kristallisationsverlauf der Erzgangminerale wird durch eine Verminderung des As-Inhaltes und eine Erhöhung des Sb-Inhaltes sowie eine Erhöhung des S-Inhaltes der jüngeren Sulfide (Markasitisierung) charakterisiert.

Bei den Oxydationsprozessen entstand in den beschriebenen Erzgängen eine Reihe von sekundären Mineralen: FeMn-Hydroxyde, Skorodit, Cerussit, Wulfenit, Malachit, Azurit, Aragonit und Gyps. Die Zementationsprozesse in den tiefer gelegenen Gangpartien hatten die Entstehung von Bornit, Kupferglanz, Covelin, Greenockit, Hawleyit zur Folge.

Gemäß der Helkeschen Klassifikation der karpatischen Propylitlagerstätten können wir die Bučník-Vererzung seinem 5. Typus anreihen (goldarme und goldfreie Cu-, Pb-, Zn-Erzgänge). Diesem Typus gehört z. B. eine Reihe von Lagerstätten Nordwestrumäniens an, von denen einige den Bučník-Erzgängen sehr ähnlich sind (z. B. Herja bei Baia Mare).

Die Vererzung von Bučník unterscheidet sich von den erwähnten karpatischen Lagerstätten durch die bedeutende Rolle des As und die geringe Vertretung von Sb im Gesamtchemismus der Erzgänge. Den Beobachtungen von Helke nach, ist Arsenkies in den innerkarpatischen Propylitergängen ein seltenes Mineral, das nur in tiefergelegenen Lagerstätten vorkommt, nicht aber in denjenigen, die unmittelbar unterhalb der Erdoberfläche liegen. Weil die geologische Situation des Bučník andeutet, daß die Erzgänge unserer Lokalität ursprünglich ebenfalls tief unter der Oberfläche lagen, sind der bedeutende Anteil von Arsenkies und die geringe Menge von Antimonglanz in voller Übereinstimmung mit Helkes Anschauungen über die Verbreitung dieser Minerale in den karpatischen Propylitlagerstätten.

*Lehrstuhl für der Mineralogie und Petrographie
der Masaryk-Universität, Brünn*

Erläuterungen zu den Abb. 31—42 im Texte und zu der Taf. XI.

Abb. 31. Sukzessionsschema der Erzgangminerale vom Bučník (--- mechanische Deformationen). — Abb. 32. Geochemisches Evolutionsschema der Bučník-Erzgänge (--- mechanische Deformationen). — Abb. 33. Schematischer Grundriß des nördlichen Teiles des Steinbruches auf dem Bučník-Berge (a — Andesit, b — stark propylitisierte Partien von Andesit, c — zwei Systeme vertikaler Spale, d — Erzgänge). — Abb. 34. Zonare Erzgangausfüllung (pr — Propylit, p — Pyrit, as — Arsenkies, sf — Zinkblende, c — Kalzit, a — Ankerit, g — Bleiglanz und Kupferkies). — Abb. 35. Sulfide von Kalzit durchädert (as — Arsenkies, g — Bleiglanz, sf — Zinkblende, c — Kalzit). — Abb. 36. Rosettenartige Aggregate von Arsenkies (as) und Zinkblende (sf) (p — Propylit, c — Kalzit). — Abb. 37. Pseudomorphosen von Markasit (m) nach Magnetkies (p — Pyrit, sf — Zinkblende, c — Kalzit). — Abb. 38. Markasit (m) verdrängt Pyrit (p) (c — Kalzit). — Abb. 39. Poikilitische Aggregate von Zinkblende (sf) und Pyrit (p) durch Kalzit (c) verdrängt. — Abb. 40. Antimonglanz (an) in Adern von Ankerit (ma), p — Propylit. — Abb. 41. Bleiglanz (g) durch Cerussit (ce) verdrängt (as — Arsenkies). — Abb. 42. Arsenkies (as) durch Skorodit (sc) zonar verdrängt.

Taf. XI.

Kaolinisches Propylitband im nördlichen Teile des Bučník-Bruches.



Pruh kaolinického propylitu v severní části bučnického lomu.