

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

mineralógia

petrografia

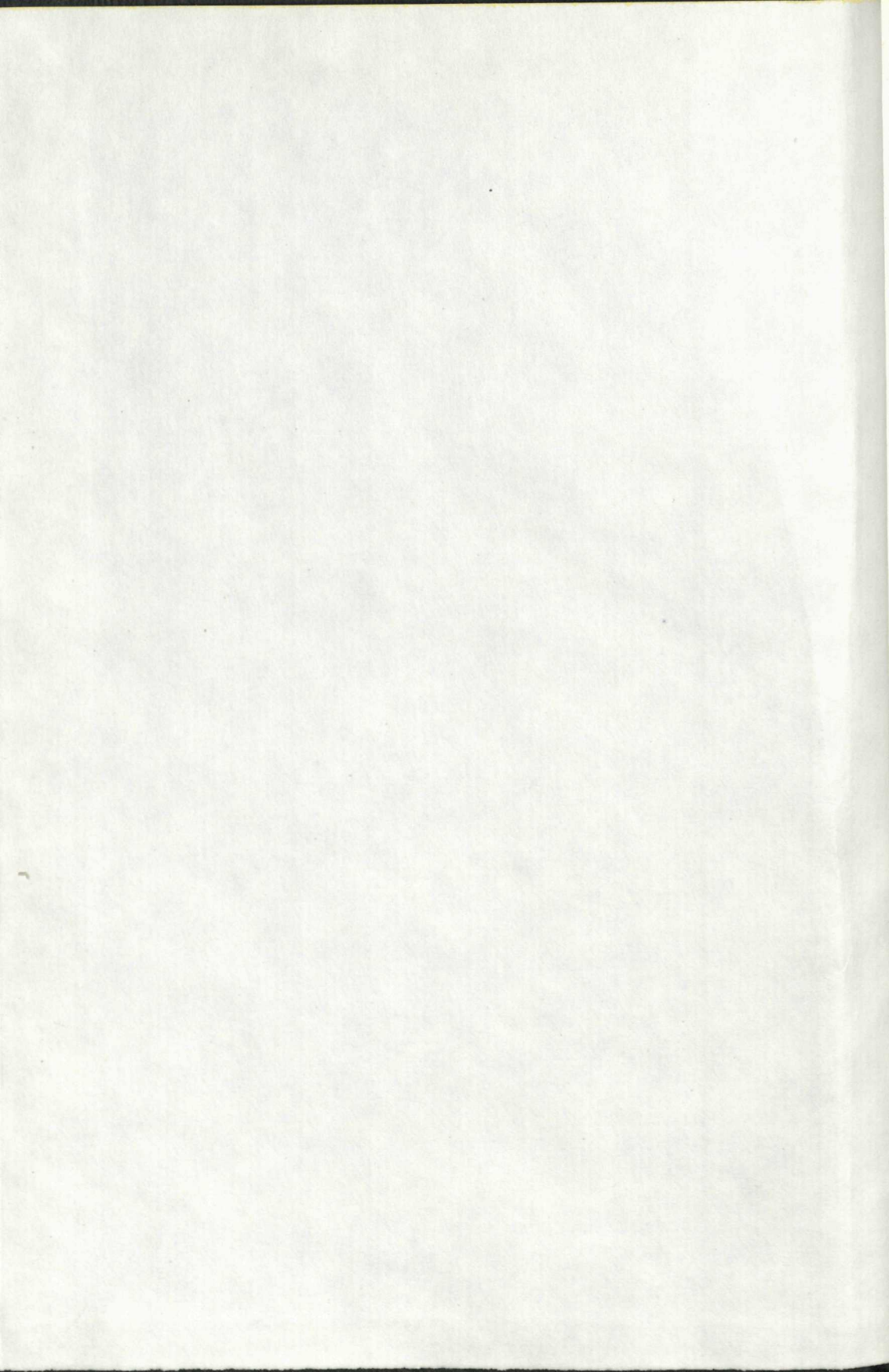
geochémia

metalogenéza 7

Ústredná geologická knižnica SR
ŠGÚDŠ



3902001020237



**ZÁPADNÉ
KARPATY**

SÉRIA

mineralógia
petrografia
geochémia
metalogenéza 7

VEDECKÁ REDAKTORKA

RNDr. Magda Marková, CSc.

REDAKČNÝ OKRUH

RNDr. Jozef Gubač, CSc., RNDr. Ján Ilavský, DrSc., RNDr. Ján Kantor, CSc., Prof. RNDr. Miroslav Kuthan, CSc., RNDr. Magda Marková, CSc., RNDr. Jozef Vozár, CSc.

Schválené na zasadnutí redakčného okruhu dňa 21. 12. 1979

ZÁPADNÉ KARPATY

№ (22)
/2225

SÉRIA

mineralógia

petrografia

geochémia

metalogenéza 7

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1980

Geologický ústav D. Štúra
KNIZNICA Bratislava

Signatúra: *[Handwritten signature]*
kat. čís.: *120.181*
Kčs kúpa: *22*
Kčs vým.:
Kčs dar:

[Handwritten mark]

HÁBER, M.: Mineralogisch-geochemische und paragenetische Erforschung hydrothermaler Gänge im Gebiet zwischen Prakovce und Kojšov (Spišsko-gemerské rudohorie) — Mineralogicko-geochemický a paragenetický výskum hydrotermálnych žíl v oblasti medzi Prakovcami a Kojšovom (Spišsko-gemerské rudohorie) — Минералогическо-геохимическое и парагенетическое исследование гидротермальных жил между селениями Праковце и Койшов . . .	7
BEŇKA, J.: Mineralógia rudných ložísk východne od Hnilca — Mineralogy of ore veins east of Hnilec — Минералогия рудных жил к востоку от сел. Гнилец	133
VÁCLAV, J.: Výsledky geochemickej prospekcie z oblasti Betliar-Čučma — Results of Geochemical Prospection in the Area of Betliar-Čučma — Результаты геохимической разведки к области Бетлиар-Чучма	153

121

122

123

124

Milan Háber

Mineralogisch – geochemische und paragenetische Erforschung hydrothermaler Gänge im Gebiet zwischen Prakovce und Kojšov (Spiško-gemerské rudohorie)

INHALT

I. Einleitung	8
Methodik der Forschung	9
II. Übersicht der geologischen Verhältnisse	11
III. Die lagerstättisch-mineralogische Forschung	13
1. Siderit	17
2. Fe-Dolomit-Ankerit	24
3. Baryt	28
4. Gersdorffit	31
5. Quarz	33
6. Serizit	36
7. Turmalin	36
8. Albit	36
9. Rutil	38
10. Chlorit	39
11. Pyrit	41
12. Arsenopyrit	44
13. Korynit	48
14. Hämatit	49
15. Magnetit	51
16. Pyrrhotin	52
17. Markasit	54
18. Violarit	54
19. Sphalerit	55
20. Chalkopyrit	57
21. Tetraedrit	62
22. Kobellit	69
23. Cosalit	70
24. Bournonit	70

RNDr. M. Háber, CSc., Katedra nerastných surovín Prírodovedeckej fakulty Univerzity J. A. Komenského, Žižkova 29, 801 00 Bratislava.

25. Galenit	72
26. Gold	75
27. Wismut	76
28. Zinnober	77
29. Quecksilber	79
30. Boulangerit	79
31. Sulfosalz Pb-Hg-Sb-S	80
32. X-Mineral	83
33. Y-Mineral	83
34. Kalzit	83
35. Antimonit	84
36. Zinckenit	86
37. Jamesonit	89
38. Minerale der Oxydationszonen	89
IV. Studium der Mineralisationssukzession und der geochemischen Entwicklung der Vererzung	89
A. Quarz-Siderit-Etappe	90
1. Quarz-Mineralisationsperiode	90
2. Siderit-Ankerit-Mineralisationsperiode	91
3. Baryt-Mineralisationsperiode	92
B. Quarz-sulfidische-Etappe	93
4. Quarz-Turmalin-Mineralisationsperiode	93
5. Pyrit-Arsenopyrit-Mineralisationsperiode	93
6. Sulfidische-Mineralisationsperiode	94
7. Karbonatische-Mineralisationsperiode	97
C. Quarz-Antimonit-Mineralisationse	97
V. Primäre räumliche Änderungen in der Mineralisation	99
VI. Schluss	108
Schrifttum	110
Slovenské resumé	119
Ruské resumé	126

Kurzfassung. In der Arbeit werden die Ergebnisse einer komplexen Erforschung hydrothermaler Gänge im Gebiet zwischen den Ortschaften Prakovce und Kojšov dargelegt. Anhand einer detaillierten mineralogischen Erforschung identifiziert der Autor 37 primäre, und beschreibt 12 sekundäre Minerale. Zur Identifikation werden genutzt: Die mikroskopischen Eigenschaften, die Werte des Reflexionsvermögens und der Mikrohärtigkeit, die Wichte der Minerale, deren mikro- und makrochemische Zusammensetzung, die Ergebnisse der röntgenometrischen und der differential-thermischen Forschung der Minerale. Es wurde die Dekrepiationstemperatur der Entstehung einiger Minerale bestimmt. Durch paragenetische Erforschung wurden bei der Formierung hydrothermaler Vererzung 8 Mineralisationsperioden in drei Mineralisationsetappen unterschieden. Die Zonalität der Vererzung in diesem Teil des Spišsko-gemerské rudohorie (Zips-Gömörer Erzgebirge) wird als umgekehrte Zonalität mit Erscheinungen von Rejuvenisation charakterisiert.

Einleitung

Bereits im Verlaufe mehrerer Jahrzehnte wurden seitens der Geologen der Lösung der breiten Problematik um die Metallogene des Zips-Gömörer Erzgebirges grosse Aufmerksamkeit gewidmet. In jüngster Zeit wurde in breitem Ausmasse an

der Lösung der bedeutendsten Probleme des geologischen Baues und der Metallogeneese dieses wirtschaftlich bedeutenden lagerstättischen Gebietes der Slowakei gearbeitet und dies von geologischen, tektonischen, petrographischen, mineralogischen, geochemischen und geophysikalischen Aspekten her. Dank dem Bestreben vieler Forscher (s. Geologicko-ložisková štúdia SGR 1973) wurde in der Klärung der Hauptprobleme und -gesetzmässigkeiten des geologischen Baues und der Metallogeneese fortgeschritten, hauptsächlich in Gebieten, die für die Volkswirtschaft von grösster Wichtigkeit waren und auch noch sind (Rudňany, Sloviniky, Nižná Slaná, Rožňava).

Bislang wurde den Forschungen des mittleren und östlichen Teils des Zips-Gömörer Erzgebirges (Spišsko-gemerské rudohorie) nur ungenügende Aufmerksamkeit geschenkt. Bloss im letzten Jahrzehnt wurde hier mit einer detaillierteren geologischen Erforschung begonnen. Aufgrund einer eingehenden geologischen Kartierung wurden neue Erkenntnisse vom geologischen Grundbau und den tektonischen Strukturen dieses Gebietes gewonnen und es wurde auch deren Verhältnis zu bekannten Erzvorkommen studiert (P. Grecula 1965, 1966 1970; S. Konečný 1967; A. Lamoš 1967).

Zur Lösung der Fragen betreffs Metallogeneese dieses Teiles des Erzgebirges, hauptsächlich jedoch in dessen östlichem Teil, wurden hier die hydrothermalen Gang-Erzlagerstätten und die Vorkommen zumal vom mineralogischen und geochemischen Gesichtspunkt aus studiert.

Im ersten Teil dieser Arbeit wird der näheren Information halber eine Übersicht des geologischen Baues des studierten Gebietes geboten. Im lagerstättisch-mineralogischen Abschnitt der Arbeit wird vom Autor eine Einteilung der erforschten Gänge in einzelne Gangfolgen angeführt, detailliert werden die Ergebnisse des mineralogisch-geochemischen Studiums der Gangfüllung beschrieben und die Folge der Mineralausscheidung in den Gängen in den einzelnen Gangfolgen gelöst. Im letzten Teil der Arbeit werden die, die Zonalität der Mineralisation im studierten Gebiet, sowie deren Einreihung in die gesamte Zonalität der hydrothermalen Vererzung des Zips-Gömörer Erzgebirges betreffenden Schlussfolgerungen dargeboten.

Methodik der Forschung

Wie dem vorher Angeführten zu entnehmen ist, zielte die Forschungsarbeit vorwiegend auf die Lösung der mineralogischen, paragenetischen und geochemischen Probleme ab. Diesem Ziel wurde auch die Methodik der Forschung untergeordnet. Diese wurde so gewählt, dass die vordem erwähnten Probleme durch Anwendung aller notwendigen und zugänglichen mineralogisch-physikalischen, physiko-chemischen und chemischen Methoden im Verein mit der Terrainforschung auf das Objektivste gelöst würden.

Die Terrainforschung. Zur Zeit der Terrainforschung war bergwerksmässig nur der Gang „Segen Gottes“ zugänglich. Die Proben von diesem Gang wurden so genommen, damit diese die räumliche Verbreitung der Minerale im Gang repräsentierten, sie die qualitativen und quantitativen Veränderungen in der mineralogischen Zusammensetzung der Gangfüllung und auch die genetischen Verhältnisse der Minerale untereinander erfassten.

Im Grossteil der Fälle wurden die Proben für die Forschung sehr sorgfältig und eingehend nur von älteren und jüngeren Halden, sowie auch vom Bingenmaterial genommen.

Zur Lösung der Sukzession der Mineralisation wurden wenigstens für einzelne Gangfolgen die Makrotexturen der Gangfüllungen an grösseren Stücken der Gangauffüllung, und die Ergebnisse der geologischen Erkundung der Gänge in diesem Gebiet, welche hier in den Jahren 1950–1960 durchgeführt wurden, studiert.

Die makroskopische und mikroskopische Forschung. Grundlage der labormässigen Forschung war das Studium der Proben im Dünn- und Anschliff, abgestimmt vor allem auf die Identifikation der einzelnen Minerale, die Feststellung ihrer Homogenität und vom genetischen Gesichtspunkt hauptsächlich auf die Feststellung ihres relativen Entstehungsalters.

Das Reflexionsvermögen der Minerale wurde anhand des Gerätes Mikroskop-Photometer MPV der Fa. LEITZ gemessen. Die Grösse des belichteten Feldes war $10\ \mu\text{m} \times 10\ \mu\text{m}$ und die Ausmasse des gemessenen Feldes $5\ \mu\text{m} \times 5\ \mu\text{m}$. Für die Messungen wurden primäre Standarte Carborundum (NPL. N. 2558.30) und Silicon (NPL. N. 2538.40) verwendet.

*Die Mikrohärt*e der Minerale wurde mit dem sowjetischen Mikrohärtmesser PMT-3 und mit dem Mikrohärtmesser Durimet-Pol gemessen. Zur Bestimmung der Härte der Minerale wurden je 15–20 Abdrücke gemessen.

Die quantitativen chemischen Analysen der Minerale wurden in den Laboratorien des Geologischen Institutes der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Komenský-Universität in Bratislava von Dip.-Ing. V. Streško durchgeführt.

Die qualitativen Spektralanalysen wurden zur Verfolgung des Mikrochemismus praktisch aller studierten Minerale angewendet. Durchgeführt wurden diese Analysen von J. Chudý im Spektralanalytischen Labor des Geologischen Institutes der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Komenský-Universität unter nachfolgenden Bedingungen: Gitterspektrograph PGS-2, Spaltbreite 0,016 mm, Blende 3,2 mm, Kohleelektrode Electrocarbon Topofčany, Generator DG-1, Exposition 15 sec bei 10 A, 20 sec bei 4 A, Spektralplatten BLAUHART. Die derart analysierten Elemente wurden durch semiquantitative visuelle Schätzung in fünf Konzentrationsgruppen eingereiht: (1–100 %, 0,01–1 %, 0,001–0,01 %, <0,001 %, Spuren).

Die quantitativen Spektralanalysen wurden zwecks Bestimmung des quantitativen Gehaltes an Mikroelementen im Pyrit, Chalkopyrit und Galenit angewendet. Die Methodik der Bestimmung von Mikroelementen in diesen Mineralen wurden von Dr. J. Jarkovský, unter technischer Assistenz von J. Chudý, entwickelt.

Die mikrospektralen Emissions-Punktanalysen (Laser) wurden von J. Chudý mit dem Gerät LMA-1 der Fa. Carl Zeiss (Jena) in Verbindung mit dem Gitterspektrographen PGS-2 durchgeführt. Analysenbedingungen: UV – 17.2, UKV – 25, $C_F - 1$, C/F – 381, L – H – 127, Spektralplatten Blauhart. Zur Steigerung der Intensität der Spektrallinien wurden für eine Bestimmung in einigen Fällen zwei Expositionen angewendet (H. Moenke – L. Moenke 1966).

Analysen unter der Elektronenstrahlmikrosonde. Der Chemismus einiger Minerale wurde auch anhand der Elektronenstrahlmikrosonde vom Typ GEOSCAN (Cambridge Instrument Company Ltd.) bestimmt. Die Analysen wurden von Drs. P. Maaskant am Instituut voor Aardwetenschappen in Amsterdam gemacht. Die Analysenbedingungen werden im zugehörigen Kapitel über den Chemismus des Minerals angeführt.

Dichte der Minerale. Diese wurde von Dipl.-Ing. V. Streško anhand der pyknometrischen Methode bei einer stabilen Temperatur von 20 °C durchgeführt. Die angegebenen Dichten entsprechen dem Durchschnitt zweier Bestimmungsreihen.

Das Debye-Scherrer-Verfahren wurde angewandt anhand der Geräte Mikrometa-Chirana (im Laboratorium des Geologischen Instituts der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Komenský-Universität, die Analysen führte Dr. E. Šamajová durch) und Philips (im Laboratorium des Instituut voor Aardwetenschappen in Amsterdam). Die detaillierteren Analysenbedingungen werden jeweils bei der Identifikation des Minerals im Text angegeben. Zur Identifikation wurde auch das *Diffraktionsverfahren* mit dem Diffraktionsgoniometer GON-3 (Chirana) durchgeführt. Analysenbedingungen: unfiltrierte Fe-Strahlung, 35 kV, 15 mA, Eintrittsblende 2°, Austrittsblende 30°, Empfindlichkeit 500 Imp./s, Zeitkonstante 4", Verschiebung des Goniometerarmes 1°/min, Papiergeschwindigkeit 600 mm/h. Die Analysen wurden von Dr. E. Šamajová durchgeführt.

Die *differentialthermische Analyse* wurde bei der Identifikation von Karbonaten und des Chlorites angewendet. Die Analysen wurden mit dem Derivatographen System P. Paulik — J. Paulik — L. Erdey im Laboratorium des Geologischen Institutes der Slowakischen Akad. d. Wiss. von Dr. J. Krištín durchgeführt. Analysenbedingungen: Einwaage — 400 mg — der Korngrösse unter 0.1 mm, Empfindlichkeit — 1/10, Standard Al₂O₃, Aufheizgeschwindigkeit — 12 °C/min, Dauer der Analyse — 100 min, Atmosphäre — CO₂.

Die *Dekrepitationmethode* zur Bestimmung der Temperatur der Entstehung der Minerale wurde anhand eines am Geologischen Dionýz Štúr-Institut in Bratislava entwickelten Gerätes von relativ hoher Empfindlichkeit durchgeführt. Die Korngrösse des Materials betrug 0.75—1 mm, Probenmenge ungefähr 1 g, Aufheizgeschwindigkeit etwa 10—15 °C/min. Das Knistern wurde visuell und akustisch verfolgt. Die Werte der Dekrepitationstemperaturen sind relativ, weil das jeweilige Resultat nicht nach dem Einfluss der verschiedenen Faktoren, welche die Analyse beeinflussen, (Druck, Pseudodekrepitation u. a.), korrigiert wurde.

Zwecks Identifikation der einzelnen Minerale und zur Feststellung ihrer Eigenschaften und ihres Chemismus, wurde in den meisten Fällen eine möglichst grosse Anzahl geeigneter Verfahren kombiniert, so dass die Resultate verlässliche Angaben boten, welche zur Lösung der genetischen Interpretation der festgestellten Werte notwendig waren.

Übersicht der geologischen Verhältnisse

Das studierte Gebiet wird geographisch begrenzt südlich vom Fluss Hnilec zwischen dem Tal des Baches Malý hutný potok westlich der Ortschaft Prakovce im Westen, durch die Ortschaften Jaklovce und Kojšov im Osten und durch den Hauptkamm des Zips-Gömörer Erzgebirges im Süden.

Vom geologisch-tektonischen Standpunkt liegt dieses Gebiet teilweise im zentralen und teilweise im nordöstlichen Teil der tektonischen Einheit Gemeriden.

Auf Grund geologischer Studien zahlreicher Autoren, die sowohl das betreffende Gebiet, aber auch die dieses umgebenden Rayone berühren und auch auf Grund von Studien mit allgemeiner Gültigkeit für das gesamte Zips-Gömörer Erzgebirge (in der Folge nurmehr mit ZGE bezeichnet), können im studierten Gebiet folgende geologischen Formationen und Serien ausgegliedert werden:

- A. Älteres Paläozoikum: 1. Gelnica-Serie, 2. Rakovec-Serie
- B. Perm
- C. Mesozoikum
- D. Quartär

A. **Das ältere Paläozoikum** nimmt das absolute Gros des studierten Gebietes ein. Vertreten ist es vor allem durch die Gelnica-Serie und nur der nordöstliche Rand des Gebietes wird durch einen Streifen der Rakovec-Serie gebildet.

1. *Die Gelnica-Serie.* Praktisch alle hier verfolgten hydrothermalen Lagerstätten und Vorkommen liegen im Gestein der Gelnica-Serie. Diese wird von einem mächtigen Komplex sedimentärer, sedimentär-vulkanischer und magmatischer Gesteine gebildet, welche vorwiegend repräsentiert werden durch epizonal metamorphierte tonig-quarzige und quarzige graphitisch-serizitische Sedimente, Effusivgestein quarziger Porphyre, deren Tuffe und Tuffite, sowie auch durch Diabaskörper, deren Tuffe und Tuffite, welche während der Metamorphose zu Porphyroiden verschiedener Typen umgewandelt wurden, chloritische, chloritisch-serizitische Schiefer bis Phyllite. Eine am meisten in sich abgeschlossene Beschreibung des geologisch-lithologischen und tektonischen Baues dieses Gebietes bietet P. Grečula (1965, 1966, 1970). Er gliedert hier das Kojšov- (psamitische Flysch-Fazies), Betliar- (Fazies graphitischen Schiefers) und Hnilec-Schichtenpaket in Mnišan-Entwicklung (vulkanogene Fazies) aus.

2. *Die Rakovec-Serie.* Diese kommt am nordöstlichen Rand des studierten Gebietes als Zone einer Mächtigkeit von ca. 3 km vor. Verschiedenen Autoren zufolge (J. Kamenický 1953, Š. Bajaník 1962, 1967, P. Grečula 1965, 1970) wird sie sowohl von einer pelitisch-psephitischen (Sandsteine und Quarzite) übergehend in quarzige serizitische Schiefer bis Phyllite, als auch von einer vulkanogenen Schichtenfolge gebildet. Dies wird durch eine grosse vertikale und laterale Mannigfaltigkeit an petrographischen Varietäten von Gesteinen diabasischen Vulkanismus, die von schwacher Metamorphose betroffen sind, charakterisiert (diabatische Tuffe, Tuffite, körnige Diabase, feinkörnige und kompakte Diabase bis Diabasporyrite, chloritische bis chloritisch-serizitische Phyllite, hämatitische Phyllite u. a.). P. Grečula (1970) erachtet auf Grund der neuen Aufgliederung des älteren Paläozoikums der Gemeriden, die Rakovec-Serie nur als Rakovec-Entwicklung der Hnilec-Schichtenfolge.

B. **Perm.** In jüngster Zeit führte Š. Bajaník (1967) in der Umgebung von Gelnica eine Erforschung des Perms durch. Er gliedert, nach der Beurteilung von Forschungsarbeiten älterer Autoren (L. Zelenka 1927, M. Ivanov 1953, M. MaheI 1953, J. Kamenický 1953) sowie eigener Forschungen in der Schichtenfolge des Perms einen basalen, mittleren Horizont, sowie einen im Hangenden in der Entwicklungsstufe von Konglomeraten, der schieferig und tuffogen ist, mit quarzigen Porphyriten und deren Pyroklastika aus.

C. **Mesozoikum.** Dieses wird im studierten Gebiet nur durch triassisches Gestein vertreten. Es baut den nordöstlichen Teil des Gebietes und tritt auch in drei kalkstein-dolomitischen Inseln inmitten der Gelnica- und Rakovec-Serie auf. *Die untere Trias* wird durch eine detritische Formation vertreten, an welche bekannte Hämatitvorkommen bei Velký Folkmár, Jaklovce und im Erzfeld Palmarum, nördlich von Kojšov gebunden sind. In diesem Zeitabschnitt kam es auch zu Erscheinungen initialen Magmatismus mit der Bildung serpentinischer Körper Lagen von Diabasen und von Diabas-Porphyriten. An den serpentinischen Körper in Jaklovce ist die Lagerstätte des Chrysotil-Asbestos gebunden (J. Kamenický 1956, J. Fedor 1968). *Die mittlere Trias* wird von grauen Dolomiten (Anis), weissen bis rosafarbenen massiven oder bankigen Kalksteinen (Ladin) gebildet.

Im studierten Gebiet wurde bisher kein Ausstrich einer Apophyse des mittel-oberkretazischen *gemeriden Granites* an der Oberfläche, auch nicht bei Bergarbeiten gefunden. A. Lamoš (1967) setzt auf Grund der Gegenwart von Erscheinungen kontakter Metamorphose von Schiefem und Phylliten, eine kleinere Apophyse solchen Granites im Gebiet nordwestlich der Kojšovská hoľa voraus. Geophysikalische Forschungen interpretieren die gravimetrische Anomalie im Gebiet von Jedlinka, südlich von Kojšov als verborgene Apophyse *gemeriden Granites* (J. Bednář – E. Kadlec – J. Šefara 1969).

Da die hydrothermale Vererzung des ZGE heute allgemein für das Produkt von auf breitem Gebiet verlaufenden magmatischen Tiefenprozessen der Mittel-Oberkretaide betrachtet wird, wird auch im

studierten Gebiet die Gegenwart magmatischer Tiefenmassen, ehestens intermediären Charakters, angenommen. Die Periode dieser Prozesse war gleichzeitig eine günstige Periode für die Entstehung zahlreicher streichender und transversaler Bruchstrukturen und für die Erneuerung älterer, herzynischer tektonischer Linien. Diese wurden dann von durch magmatische Tätigkeit erregte erzhaltige Lösungen zu deren Aufstieg in höhere Schichten der Erdkruste genutzt und zur Bildung hydrothermaler Ganglagerstätten.

D. **Quartär.** Von den quartären Ablagerungen sind die eluvialen und deluvialen Decken vom Charakter von Gehängelehmen und Gehängeschutt am verbreitetsten. Am Flusse Hnilec bildeten sich aluviale Anschwemmungen sowie einige Flussterassen. An den an die Oberfläche tretenden primären, hauptsächlich Siderit-Lagerstätten, bildeten sich bei der Verwitterung bedeutende eiserne Hüte (Limonit), welche früher Hauptgegenstand der Förderung waren.

Die lagerstättisch — mineralogische Forschung

Das breitere Gebiet von Gelnica stellte früher einen verhältnismässig wichtigen metallogenetischen Knoten dar. Hier war eine relativ recht bedeutsame und bekannte Förderung von Kupfer-, Silber-, Quecksilber-, Kobalt-, Antimonit-, und Eisenerzen in mehreren Förderzentren (Gelnica, Žakarovce, Grellenseifen, Prakovce, Helcmanovce, Kojšov) deren Historie F. Schifter (1938) ziemlich ausführlich beschrieb.

Dem Studium der lagerstättischen und teilweise auch der mineralogisch-petrographischen Verhältnisse dieses Gebietes wurde bislang nur wenig Beachtung geschenkt. Von den älteren Autoren können erwähnt werden L. Maderspach (1880), W. Bartels (1910), K. Papp (1919). M. Kuthan (1941) bearbeitete die Petrographie, Geologie und Mineralogie der Quecksilberlagerstätte Zenderling. In den Jahren 1947-1949 führte J. Kamenický (1949) ein geologisch-montanistisches Studium der breiteren Umgebung der Talgegend Grellenseifen durch. Im Jahre 1951 lieferte L. Odehnal eine eingehende Beschreibung des Grossteils an hydrothermalen Gängen im studierten Gebiet vom Gesichtspunkt der Höffigkeit und der Perspektive für die Förderung von Eisen- und Kupfererzen. Auf Grund dieser Schlussfolgerungen führte in den darauffolgenden Jahren der geologische Erkundungsbetrieb Geologický prieskum Untersuchungen der höffigsten Lagerstätten durch, worüber die jeweiligen Mitarbeiter Berichte erstatteten (S. Hladík 1957, 1960, K. Baranovičová 1956, L. Drnzíková 1960 u. a.). Trotz verhältnismässig umfangreicher Erkundungen gelang es nicht genügende Mengen an Vorräten von Fe-, Cu- und Hg- Erzen sicherzustellen und im Jahre 1964 wurde auch die letzte Förderung am Gang Segen Gottes liquidiert.

Eine vorläufige mineralogisch-geochemische Erforschung der Erzgänge im Gebiet von Gelnica führte J. E. Bernard (1961 a) durch. Er konstatiert, „... im Gebiet besteht eine ganz einfache mineralogische Zusammensetzung der Gänge; diese weist nicht jenen Reichtum an Vorkommen verschiedener mineralogischer Arten oder Anzahl deren Generationen auf, wie dies in Rožňava, Dobšiná und Rudňany

ist, obzwar hier alle bekannten Gang-Mineralisationsperioden zur Geltung kommen...“.

In den Jahren 1962 bis 1965 löste P. Grecula im westlichen Teil des Gebietes das Verhältnis der stratigraphisch-tektonischen Entwicklung des Gebietes zu den Erzlagerstätten. Dem Autor zufolge kommen diese nur in günstigen tektonischen Strukturen und im geeigneten Gesteinsmilieu vor. Am besten sind die Gänge an den Flügeln steiler und tief verwurzelter, von Gesteinen hauptsächlich der Flysch-Schichtenfolge gebildeter Antiklinalen entwickelt. Für ihre Entwicklung ist auch die Grenze zwischen verschiedenen plastischen Gesteinen günstig, wo offene Risse entstehen konnten. S. Konečný (1967) hält den Grossteil der Gänge dieses Gebietes für Lagergänge und nennt sie im Sinne von M. Máška (1960) Intrafoliationsgänge. Ausser diesen Lagergängen treten in diesem Gebiet auch an die Bruchtektonik vom Überschiebungscharakter gebundene Gänge und auch mit beiden vorhererwähnten Typen sich verbindende, die gefiederten Risse ausfüllende Adern und Dislokationen von diagonalem Charakter gegenüber den Schieferungsflächen auf (Gang Concordia u. a.).

Im studierten Gebiet zwischen Prakovce und Kojšov befindet sich eine grosse Anzahl hydrothermaler Ganglagerstätten und Vorkommen, welche auf Grund der Literaturangaben (L. Macek 1938, J. Ilavský 1956) und auch auf Grund eigener Forschung in diesem Gebiet, in folgende Gangzonen eingereiht werden können (tektonisch-lagerstättenische Züge):

1. Die Gänge in Jaklovce
2. Der südöstliche Abschluss der Gänge von Gelnica
3. Zenderling und die Gangzone im Revier Markus
4. Die Gang-Zone zwischen Gelnická Huta und Kojšov – Grellenseifener Revier
5. Die Gang-Zone von Prakovce
6. Die Gang-Struktur Jašterica.

Der Verlauf der einzelnen Gänge wird in der beigegeführten Karte im Massstab 1: 25 000 angegeben. Eine Beschreibung der einzelnen Gänge wird in dieser Arbeit nicht geboten, weil diese in der Arbeit „Geologicko-ložisková štúdia“ (1973) eingehend beschrieben wurden. In Tab. 1 wird jedoch ihr Verzeichnis angeführt, mit einer Einreihung in die jeweiligen Zonen, gleichzeitig mit dem Vorkommen und der semiquantitativ-groben Abschätzung der Vertretung primärer Minerale in den einzelnen Gängen.

Die Mineralogie der studierten Gänge war zu Beginn unserer Forschungen bloss in groben Umrissen bekannt.

Die grundlegend ältesten mineralogischen Angaben aus dem Gebiet von Gelnica befinden sich in den mineralogisch-topographischen Kompendien von G. Leonhard (1843), V. R. v. Zepharovich (1859, 1873, 1893) und M. Tóth (1882). Diese Angaben haben heute lediglich historische Bedeutung. Ein bedeutender

Tab. 1. Semiquantitative Vertretung von Mineralien in Gängen in dem Gebiet zwischen Prakovce und Kojšov (ZGE)

ETAPPE		I										II										III																			
Periode		1-3			4			5				6						7																							
Gang Nr	Mineral Bez. d. Ganges	Siderit	Fe-Dolomit	Apatit	Gersdorffit	Quarz	Sersit	Turmalin	Albit	Aurifer	Chlorit	Pyrit	Arsenopyrit	Kupfer	Hämatit	Magnetit	Pyrrhotin	Markasit	Violarit	Sphalerit	Chalkopyrit	Tetraedrit	Kobaltit	Cosalit	Baumannit	Galenit	Alu	Bi	Hg	Cinnabarit	Bourbonit	Gehäuft	x-Mineral	y-Mineral	Galzit	Antimonit	Zinknit	Jamesonit			
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
I	1 Baniská	■	○			●	●	●					●	●							○	○																			
II	2 Gregori-Roberti	■	○			●	●	●					●	●							○	○																			
III	3 Zenderling	■	○			●	●	●					●	●							○	○																			2
IV	5a Segen Gottes	■	○			●	●	●					●	●							○	○																			
	b Albrecht	■	○			●	●	●					●	●							○	○																			
	c Markus	■	○			●	●	●					●	●							○	○																			
	d Ludvik	■	○			●	●	●					●	●							○	○																			
	e Luther	■	○			●	●	●					●	●							○	○																			
	f Otakar	■	○			●	●	●					●	●							○	○																			
V	g Kalman	■	○			●	●	●				●	●							○	○																				
	h Emanuel	■	○			●	●	●				●	●							○	○																				
	6 Palmarum	■	○			●	●	●				●	●							○	○																				
	7a Konrad	■	○			●	●	●				●	●							○	○																				
	b Leopold	■	○			●	●	●				●	●							○	○																				
	c Hilje Gottes	■	○			●	●	●				●	●							○	○																				
	6a Camilla	■	○			●	●	●				●	●							○	○																				
	b Padlasik	■	○			●	●	●				●	●							○	○																				
	9a Kalman-Jozef	■	○			●	●	●				●	●							○	○																				
	VI	b Michaeli	■	○			●	●	●				●	●						○	○																				
c Gregori		■	○			●	●	●				●	●						○	○																					
d Liborni		■	○			●	●	●				●	●						○	○																					
10a Neu-Johani		■	○			●	●	●				●	●						○	○																					
b Glück-auf		■	○			●	●	●				●	●						○	○																					
c		■	○			●	●	●				●	●						○	○																					
11 Amorka		■	○			●	●	●				●	●						○	○																					
12 Masarika I. II.		■	○			●	●	●				●	●						○	○																					
13 Concordia		■	○			●	●	●				●	●						○	○																					
14 Clemenz		■	○			●	●	●				●	●						○	○																					
VII	15 Eliška	■	○			●	●	●				●	●					○	○																						
	16 Anna Relichová	■	○			●	●	●				●	●					○	○																						
	17 Joh.Spillergrund	■	○			●	●	●				●	●					○	○																						
	18 Frangepan	■	○			●	●	●				●	●					○	○																						
	19 Hyacinti	■	○			●	●	●				●	●					○	○																						
	20 Korunka	■	○			●	●	●				●	●					○	○																						
	21 Henrik	■	○			●	●	●				●	●					○	○																						
	22 Erz-Engel	■	○			●	●	●				●	●					○	○																						
23 Hilmar	■	○			●	●	●				●	●					○	○																							
VIII	24a Rudolf-Stefania	■	○			●	●	●				●	●					○	○																						
	b Costar-Pollux	■	○			●	●	●				●	●					○	○																						
	c Istvan	■	○			●	●	●				●	●					○	○																						
	25 JasiERICA	■	○			●	●	●				●	●					○	○																						

Gehalt: ■ vorherrschend, ● gemein, ● weniger häufig, ○ selten, ○ akzessorisch, ? unsicher

Quarz, Malachit, Magnetit, Nickelin, Opal, Pyrit, Rhodonit, Zinnober, Smalitin, Siderit und Tetraedrit.
 Unter dem Schlagwort „Prakovce“ führt er an: Amphibol, Gersdorffit, Hämatit, Chalkopyrit, Chalkosin,
 Quarz, Kuprit, Magnetit, Rhodochrosit, Rhodonit, Siderit und Tetraedrit.

Mit der Mineralogie der Lagerstätte Zenderling befasste sich M. Kuthan (1941) und L. Drnziková (1960).

Drnzíková beschreibt hier eine grössere Anzahl von Mineralen: Siderit, Ankerit, Kalzit, Quarz, Chlorit, Turmalin, Pyrit, Magnetit, Chalkopyrit, Zinnober, Schwazit, Pb-Sb-Sulfosalze I., II., III., Galenit, Jamesonit und Baryt.

Die detaillierteste mineralogisch-geochemische Forschung der Gänge dieses Gebietes führte J. H. Bernard (1961a) durch. Er beachtete jedoch nur einige Gänge, und bis auf einige Ausnahmen verwendete er in seiner Arbeit die Angaben über die Geltung der Minerale der einzelnen Gänge aus den Studien von L. Odehnal (1961), A. Bergfest (1954) und J. Ilavský (1956). Sehr wertvoll ist seine Diskussion des Chemismus der einzelnen untersuchten Minerale. Obwohl diese nur auf semiquantitativen Spektralanalysen beruht, gelang es ihm, unterschiedliche geochemische Prozesse in der Entwicklung der Erzgänge in verschiedenen Teilen des studierten Gebietes zu unterscheiden. Er beschrieb eine Reihe von Mineralen, von welchen er eingehender Gersdorffit identifizierte und das erste Vorkommen von Cosalit im ZGE (J. H. Bernard 1962, 1964).

Auf Grund eigener mineralogisch-geochemischer Studien hat der Autor dieser Arbeit an den studierten Gängen 37 primäre und 12 sekundäre Minerale identifiziert. Ihr Vorkommen und die semiquantitativ-grobe Klärung von der Vertretung in den einzelnen Gängen werden in Tab. 1 angeführt. Hier und im weiteren Text werden die Minerale in der Reihenfolge ihrer Ausscheidung eingereiht, wobei die Beschreibung jenes Minerals, das in mehreren Generationen auftritt, in der Mineralisationsperiode angeführt wird, in welcher es die maximale Konzentration bildet.

1. Siderit ist wesentlicher Bestandteil der mineralischen Füllung nahezu aller studierten Gänge. Sein Maximalgehalt ist an die zentralen Teile der Reviere Markus und Grellenseifen gebunden. Auf Grund des Studiums von Haldenmaterial, sowie den Berichten des Geologický prieskum zufolge, verringert sich seine Menge grundlegend in den östlichen Teilen der Gänge und auch im Gang Anna Relichová zugunsten des Fe-Dolomites, in Jaklovce zugunsten des Barytes und im Gros der Prakovce - Gänge zugunsten des Quarzes.

Bei den studierten Gängen wurden 3 Generationen Siderites unterschieden. Siderit I. stellt die Hauptmasse der Gangfüllung dar. Makroskopisch bildet er überwiegend ein grobkörniges Kristallines Aggregat mit Körnchengrößen von 2—5cm (Tab. I., Abb. 1). Beim Gang Segen Gottes können Größenänderungen vom Rand des Ganges zum Zentrum hin beobachtet werden. Am Rande kommen fein- bis mittelkörnige Aggregate Siderites, welche in grobkörnige übergehen vor. Selten kamen bei den Gängen Sideritdrusen vor. An den Stellen intensiver Druckdeformation, hauptsächlich in der Nähe der jüngsten diagonalen Dislokationen ist der Siderit bedeutend kataklasiert, aufgeplatzt, unzusammenhängig bis bröckelig.

Dort, wo den Siderit I. eine Intermineralisationstektonik erfasste, entstand bei späterer hydrothormaler Tätigkeit eine Sideritbrekzie, wobei die Bruchstücke

Tab. 2. Chemische Analysen der Siderite

Nr. An.	Lokalität Probe Nr.	Analyse (%)						
		FeO	MgO	MnO	CaO	CO ₂	unlös. Rückstd	Σ
1	Predná Holica	47.88	8.92	0.88	0.83	41.12	0.44	100.07
2	Segen Gottes, 3. H., 60	45.06	9.46	1.85	0.28	39.82	4.14	100.64
3	Johan Spillergrund 76	45.56	10.26	2.12	0.56	40.50	0.52	99.52
4	Segen Gottes, 4. H., 42	44.24	10.67	2.57	0.39	40.83	0.92	99.64
5	Mäsiarka 67	43.74	11.13	2.00	1.04	41.35	0.38	99.64
6	Segen Gottes, 4. H., 7	43.36	11.95	2.30	0.39	40.77	1.27	100.05
7	Segen Gottes, 3. H., 67	40.96	14.50	2.08	0.28	42.34	0.16	100.32
8	Segen Gottes, 2. H., 52	39.81	14.52	1.50	1.26	42.04	0.42	99.55
9	Segen Gottes, 5. H., 26	39.69	14.51	2.39	1.32	42.03	0.20	100.16
10	Segen Gottes, 5. H., 27	38.16	14.60	2.30	2.25	42.08	0.07	99.46
11	Gelnica, Křížová-Gang	37.95	15.61	1.90	0.98	41.62	1.95	100.01
12	Zenderling 40	37.60	15.50	2.24	0.76	41.60	1.72	99.42
13	Jaklovce 3	36.81	15.57	2.57	0.93	41.63	2.06	99.57
14	Segen Gottes, 5. H., 22	37.06	16.45	1.75	1.12	43.19	0.78	100.35

älteren Siderites durch die Karbonatzwischenmasse (Siderit II.) gebunden sind. Manchmal bindet Siderit II. auch andere von Katalase betroffene Minerale, z. B. älteren Pyrit und Gersdorffit.

Beim Gang Segen Gottes und in Jaklovce tritt Siderit III. in Form vor, die Siderit – Baryt – Gangzwischenmasse durchbrechenden Äderchen auf. Manchmal dringt er auch zusammen mit Quarz entlang der Kristallgrenze von Baryt und Siderit durch und in vereinzelt Fällen verdrängt er auch Baryttäfelchen.

Von den physikalischen Eigenschaften wurde orientierungsmässig nur die Mikrohärtigkeit mit Streuung festgestellt VHN_{50} 237 – 360 kp/mm². Bei einem Abdruck wurde folgende maximale Anisotropie der Härte festgestellt: VHN_{50} – 239 kp/mm², VHN_{50} – 391 kp/mm².

Die Werte der Dichte des Siderites schwanken im Intervall zwischen 3.45 – 3.63 g. cm⁻³, was von einer Veränderlichkeit der chemischen Zusammensetzung des Siderites zeugt. Auf das Resultat nimmt auch die Schwierigkeit der Absonderung des Fe-Dolomits, der den Gesamtwert verringert, Einfluss. Der arithmetische Mittelwert der Dichte von 10 Sideriten im studierten Gebiet beträgt 3.53 g.cm⁻³.

Der Chemismus des Siderites. Anhand der Analysen von 14 Sideritproben wurde festgestellt, dass sein Chemismus recht veränderlich ist. Die Analyseergebnisse, zusammen mit der Lokalisation und den, eine verhältnismässig recht bedeutende Variabilität aufweisenden kristallchemischen Formeln, werden in Tabelle 2 angeführt. Zum Vergleich wurden gleichzeitig Proben aus den Gängen Křížová žila in Gelnica und Predná Holica analysiert.

Tab. 2 — Fortsetzung

Umberechnung auf 100 %					Kristallchemische Formel
FeO	MgO	MnO	CaO	CO ₂	
48.06	8.95	0.88	0.83	41.27	(Fe _{0.71} Mg _{0.24} Mn _{0.01} Ca _{0.02}) _{0.98} CO ₃
46.69	9.80	1.92	0.29	41.26	(Fe _{0.69} Mg _{0.26} Mn _{0.03} Ca _{0.01}) _{0.99} CO ₃
46.02	10.36	2.14	0.56	40.91	(Fe _{0.67} Mg _{0.28} Mn _{0.03} Ca _{0.03}) _{1.01} CO ₃
44.81	10.81	2.60	0.39	41.38	(Fe _{0.66} Mg _{0.28} Mn _{0.64} Ca _{0.01}) _{0.99} CO ₃
44.07	11.21	2.02	1.05	41.66	(Fe _{0.65} Mg _{0.29} Mn _{0.03} Ca _{0.02}) _{0.99} CO ₃
43.89	12.11	2.33	0.39	41.27	(Fe _{0.65} Mg _{0.32} Mn _{0.04} Ca _{0.01}) _{1.02} CO ₃
40.89	14.47	2.08	0.28	42.27	(Fe _{0.59} Mg _{0.37} Mn _{0.03} Ca _{0.01}) _{1.00} CO ₃
40.16	14.65	1.51	1.27	42.41	(Fe _{0.59} Mg _{0.38} Mn _{0.02} Ca _{0.02}) _{1.01} CO ₃
39.71	14.52	2.39	1.32	42.07	(Fe _{0.58} Mg _{0.38} Mn _{0.04} Ca _{0.02}) _{1.02} CO ₃
38.39	14.69	2.31	2.26	42.34	(Fe _{0.56} Mg _{0.38} Mn _{0.03} Ca _{0.04}) _{1.01} CO ₃
38.70	15.92	1.97	1.00	42.44	(Fe _{0.56} Mg _{0.41} Mn _{0.03} Ca _{0.02}) _{1.02} CO ₃
38.49	15.86	2.29	0.78	42.58	(Fe _{0.55} Mg _{0.41} Mn _{0.03} Ca _{0.01}) _{1.00} CO ₃
37.75	15.97	2.64	0.95	42.69	(Fe _{0.54} Mg _{0.41} Mn _{0.04} Ca _{0.02}) _{1.01} CO ₃
37.22	16.52	1.58	1.12	43.38	(Fe _{0.53} Mg _{0.42} Mn _{0.02} Ca _{0.02}) _{0.99} CO ₃

Bei den Ergebnissen sind die hohen Gehalte isomorpher MgO auffällig. Diese sind zwar für einige Gebiete des ZGE markant, dennoch übertreffen sie jedoch hoch die in den Arbeiten von F. Novák (1962) über Rožňava, Z. Trdlička (1967) über Fichtenhübel und J. H. Bernard (1961 b) über Rudňany angeführten Werte bei Sideriten. Der Gehalt ist nahe dem Wert jenes in Sideriten aus dem Gebiet Slovinky und Žakarovce (F. Regásek 1967). Zum Vergleich wird in Tab. 3 der Chemismus von Siderit aller dieser Gebiete angeführt. Der übersichtlichen Tabelle ist zu entnehmen, dass der Chemismus der Siderite des ZGE sehr veränderlich ist, wobei das Verhältnis der Gehalte Fe : Mg am variabelsten ist.

Es ist verständlich, dass hohe MgO – Gehalte im Siderit (2.20–19.0 %) eine entsprechende Verringerung des FeO-Gehaltes (32.6 – 55.4 %) zur Folge haben was die Ursache dafür ist, dass die Siderite dieses Gebietes, ähnlich wie jene von Slovinky, für Fe – Erze einen überaus ungünstigen Chemismus haben.

Der Mangengehalt ist sehr ähnlich jenem in Sideriten der übrigen Gebiete des ZGE, wobei er den Durchschnittswert erreicht (1.51 – 2.64 % MnO).

Auch der CaO – Gehalt ist im überwiegenden Masse konstant und der begrenzten Vermengbarkeit von FeCO₃ und CaCO₃ zufolge niedrig. Er bewegt sich im Intervall zwischen 0.56 und 1.32 %. Seine vereinzelte Steigerung lässt sich durch die Gegenwart heterogener Fe-Dolomites in der analysierten Probe erklären.

Bei der Bewertung der analysierten Siderite können diese auf Grund ihres Chemismus im Sinne der Klassifikation von A. N. Winchel — H. Winchel (1953) zu den Sideroplesiten bis Pistomesiten eingereiht werden. Diese Einreihung wurde auch durch das RTG-analytische Studium der analysierten Proben bestätigt (Tabelle 4).

Der Mikrochemismus des Siderites (Tabelle 5) weist im studierten Gebiet ein ziemlich klares Verhältnis zu seiner räumlichen Verbreitung auf. Dies äussert sich hauptsächlich im Gehalt an anisominalen Mikroelementen (z. B. hängen die Maximalgehalte an Ba in Jaklovce bei den Gängen Segen Gottes, Otokar und bei Zenderling augenscheinlich mit den erhöhten Barytgehalten zusammen).

Die Identifikation der Siderite wurde auch mittels *differentialthermischer Analysen* durchgeführt. In Abb. 1 werden die Thermodiagramme reinen Siderites (1) und 6 Sideritproben angeführt.

J. K. Kulp – P. Kent – P. F. Kerr (1951) führen für reinen Siderit die Bildung des endothermischer Peaks die Temperatur 550 °C an. Die Breite des Temperaturintervalls im Verhältnis zu Teilchengrösse und isomorphen Gehalten an Mg und Mn studierte C. W. Beck (1950) und kam zu dem Schluss, dass erhöhte MgCO₃ – Gehalte eine Verschiebung dieser Endotherme zu höheren Temperaturen hin verursachen. Bei den studierten Sideriten wird die endothermische Austastschulter bei Temperaturen zwischen 570 – 600 °C erreicht.

Dieser endotherme Effekt geht kontinuierlich in den ersten exothermischen Effekt, dessen Schulter sich zwischen 660 – 700 °C bewegt, über. Bei einigen Ausschlagskurven kann ein unscheinbarer exothermer Effekt bei Temperaturen zwischen 830 – 900 °C beobachtet werden. Dieser charakterisiert die Umbildung

Tab. 3. Vergleich der chemischen Zusammensetzung des Siderits in verschiedenen Gebieten des Zips – Gömörer Erzgebirges

Gebiet	Gelnica	Slovinky	Rudňany	Fichtenhübel	Rožňava
Autor	Háber	Regásek (1968)	Bernard (1961)	Trdlička (1967)	Novák (1960)
FeO	37.22–46.69 (41.50)	32.60–49.0 (41.22)	45.18–53.27 (50.41)	45.94–54.30 (51.95)	53.06–55.40 (53.62)
MgO	9.80–16.52 (13.42)	7.67–19.00 (14.18)	2.79–9.59 (5.07)	2.20–10.16 (4.22)	2.49–4.16 (3.53)
MnO	1.51–2.64 (2.12)	0.32–2.37 (1.73)	2.53–3.56 (2.98)	2.32–3.93 (3.05)	2.28–2.88 (2.55)
CaO	0.39–2.26 (0.89)	0.14–1.72 (0.92)	0.02–0.83 (0.22)	0.00–1.18 (0.01)	0.42–0.72 (0.61)
CO ₂	40.91–43.38 (42.02)	38.99–43.28 (41.94)	37.21–40.16 (38.59)	37.66–40.39 (38.74)	38.52–39.30 (38.81)
Anzahl der Proben	12	59	14	23	8

von Maghemit zu α – Hämatit. Da jedoch der erste exotherme Effekt, dem erhöhten MgO – Gehalt im Siderit zufolge zu höheren Temperaturen hin verschoben ist, kommt es zu einer gegenseitigen Überlappung. Die Grösse der zweiten exothermen Schulter steht in umgekehrtem Verhältnis zum MgO – Gehalt des Siderites, und da

Tab. 4. Röntgenometrische Identifikation der Siderite

Segen Gottes III. — IV. Hor. 60		Segen Gottes IV. Hor. 42		Segen Gottes III. — IV. Hor. 67		Jaklovce Baniská 3		Siderit		Sideroplessit		Pistomesit		Magnesit	
B. G. ERENBURG (1962)															
d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I
4.18	5	—	—	4.18	4	—	—	—	—	—	—	(3.95)	2	—	—
3.62	5	(3.65)	2	3.62	4	3.64	4.5	—	—	—	—	—	—	—	—
3.56	4.5	3.58	3	3.57	5	3.58	3	3.581	5	3.585	5	3.583	5	3.532	2
(3.04)	10	(3.08)	10	(3.05)	10	(3.05)	7	—	—	(3.058)	6	(3.067)	6	—	—
2.766	10	2.785	7	2.772	10	2.753	10	2.785	10	2.767	10	2.756	10	2.736	10
2.536	4.5	—	—	2.542	4	2.542	4	2.557	1	2.533	1	2.536	1	2.499	6
2.331	5	2.340	4	2.336	4	2.336	5.5	2.340	5	2.333	6	2.329	7	2.314	6
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2.191	2	—	—
2.119	7	2.126	8	2.119	6	2.119	7	2.129	6	2.108	7	2.109	8	2.089	9
1.952	5	1.936	7	1.955	5	1.952	5	1.960	6	1.957	6	1.950	7	1.935	6
1.897	5	1.903	6	1.897	4	1.894	5	—	—	1.894	4	1.894	5	—	—
1.783	4	1.793	6	1.783	3.5	1.786	4.5	1.792	5	1.782	4	1.784	5	1.767	4
1.719	9	1.725	10	1.721	8	1.725	9	1.727	7	1.716	10	1.715	10	1.697	10

Rtg.	Sideroplessit	Siderit	Sideroplessit	Pistomesit
	FeCO ₃ — 75.3 % MgCO ₃ — 20.5 % Sideroplessit	FeCO ₃ — 72.2 % MgCO ₃ — 22.6 % Sideroplessit	FeCO ₃ — 65.9 % MgCO ₃ — 30.3 % Pistomesit	FeCO ₃ — 60.85 % MgCO ₃ — 33.4 % Pistomesit

die studierten Siderite erhöhte MgO – Gehalte aufweisen, ist der zweite Effekt unscheinbar.

Tab. 5. Spektralanalysen der Siderite

	Lokalität	Pr. Nr.	Ag	Al	Ba	Ca	Co	Cr	Cu	Fe	Mn	K	Mg	Mn	Mo	Nb	Ni	Pb	Sb	Si	Sn	Sr	Ti	V	Zn	
1	Baniská	2																								
2	Baniská	3																								
3	Baniská	3																								
4	Gregori	4																								
5	Segen Gottes II.	52																								
6	Segen Gottes III.	60																								
7	Segen Gottes III-IV.	67																								
8	Segen Gottes IV.	1																								
9	Segen Gottes IV.	7																								
10	Segen Gottes IV.	13																								
11	Segen Gottes IV.	42																								
12	Segen Gottes V.	22																								
13	Segen Gottes VI.	33																								
14	Segen Gottes VI.	37																								
15	Segen Gottes VI.	38																								
16	Kalman	31																								
17	Otokar	32																								
18	Otokar	34																								
19	Zenderling	38																								
20	Zenderling	39																								
21	Liborní	55																								
22	Kojsöv	62																								
23	Másiarka	66																								
24	Másiarka	67																								
25	Johan Spieller	76																								
26	Hyacint	77																								
27	Anna Relichová	80																								
28	Anna Relichová	88																								
29	Frangepan	87																								
30	Frangepan	90																								
31	Karunka	93																								
32	Henrik	97																								
33	Katalin	105																								

Die Entstehungstemperatur des Siderites. Siderit I. beinhaltet eine verhältnismäßig genügende Menge gasförmig-flüssiger Inklusionen und bot deshalb bei den Dekrepiationsanalysen relativ gute Resultate. In Abb. 2 ist zu sehen, dass die studierten Siderite bei Temperaturen zwischen 235 und 320 °C zu dekrepitieren beginnen. Eine interessante Erkenntnis ist die Feststellung der niedrigsten Dekrepiationstemperaturen der Siderite in Assoziation mit Baryt (Segen Gottes 42, Jaklovce 3) und bei in Hohlräumen entstandenen Sideriten (Segen Gottes 63, Anna Relichová 81).

Aus den Entstehungstemperaturen des Siderites resultiert, dass die höchsten

Siderit-Entstehungstemperaturen beim Gang Otokar (290 – 320 °C) festgestellt wurden, welchen J. Ilavský (1960) für „regeneriert“ im Sinne von F. Novák (1962) hält. Beim Gang Segen Gottes wurden vom Autor, obgleich aus einer verhältnismässig kleinen Anzahl an Analysen, Änderungen der Entstehungstemperatur grobkörnigen Siderites in vertikaler Richtung festgestellt: beim II. Horizont — 270 °C, beim VI. Horizont — 295 – 315 °C.

Der jüngere, rekristallisierte Siderit II hat auch beim selben Horizont eine niedrigere Entstehungstemperatur; z. B. hat beim Horizont VI der Siderit eine Dekrepiationstemperatur von 240 °C. Auf Grund dieser Resultate nimmt der Autor an, dass der Siderit II. nach den Erscheinungen der Intermineralisationstektonik in der quarz-sideritischen Mineralisationsetappe unter Mitwirkung hydrothormaler Lösungen entstand, aus welchen bei den Gängen Baryt ausgeschieden wurde.

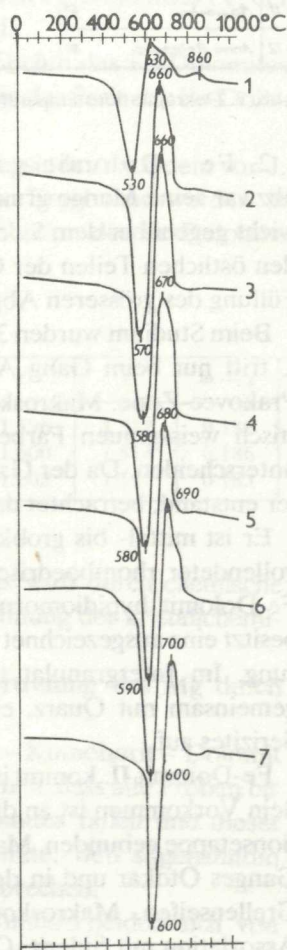


Abb. 1. Thermogramm der Siderite. (1 — idealer Siderit; 2 — Segen Gottes 38; 3 — J. Spillergrund 76; 4 — Mäsiarka 67; 5 — Segen Gottes 22; 6 — Segen Gottes 54; 7 — Jaklovce 3)

Lokalität, Pr.Nr.		150°	200°	250°	300°	350°	Bem.
1	Jaklovce 3	
2	Segen Gottes II. 54	
3	Segen Gottes III. 83		Drusen- kristalle
4	Segen Gottes IV. 42		
5	Segen Gottes VI. 38		
6	Segen Gottes VI. 38a		
7	Segen Gottes VI. 35		
8	Otokar 34		
9	Otokar 35		
10	Otokar 37		
11	Másiarka 67		
12	Anna Relichová 81		Drusen- kristalle

Abb. 2. Dekreptionstemperaturen der Siderite

2. Fe – Dolomit – Ankerit kommt im studierten Gebiet relativ häufig vor, obzwar seine Menge grundsätzlich niedriger ist als die des Siderites. Ein Übergewicht gegenüber dem Siderit hat er lediglich beim Gang Anna Relichová, weiters in den östlichen Teilen der Gänge des Reviers Markus und Grellenseifen und in der Füllung des grösseren Abgekömmes des Ganges Otokar.

Beim Studium wurden 3 Generationen Fe-Dolomites unterschieden. Fe-Dolomit I. tritt nur beim Gang Anna Relichová in Erscheinung und bei den Gängen der Prakovce-Zone. Makroskopisch lässt er sich leicht vom Siderit, seiner charakteristisch weissgrauen Farbe nach, oftmals mit grauem (graphitischem?) Pigment unterscheiden. Da der Gang Anna Relichová überwiegend in graphitischem Schiefer entstand, betrachtet der Autor diese Pigmentation für primär.

Er ist mittel- bis grobkristallin, von einer Korngrösse zwischen 0,5 – 3cm, mit vollendeter rhomboedrischer Spaltbarkeit. Im Anschliff und Dünnschliff hat der Fe-Dolomit hypidiomorphe bis allotriomorphe, Aggregate bildende Körner. Er besitzt eine ausgezeichnet beobachtbare Spaltbarkeit und Zwillings-Drucklamellierung. Im Intergranulat treten zwischen den einzelnen Körnern Fe-Dolomites, gemeinsam mit Quarz, eine graphitische Substanz und selten auch Schüppchen Serizites auf.

Fe-Dolomit II. kommt in verschiedenen Mengen, bei allen studierten Gängen vor. Sein Vorkommen ist an die jüngere Mineralisationsphase der Siderit – Mineralisationsetappe gebunden. Maximalkonzentrationen erreichte er beim Abgekömmes des Ganges Otokar und in den östlichen Teilen der Gänge der Reviere Markus und Grellenseifen. Makroskopisch bildet er fein- bis grobkristalline Aggregate in Assoziation mit Siderit, Quarz, Specularit und Sulfiden. Er hat weisse bis milchig-

kremige Farbe, an Fe reichere Glieder haben gelbliche Nuancen. An der Lagerstätte Zenderling tritt bei dieser Generation Fe-Dolomites sehr oft eine feine Imprägnation Zinnobers auf, welche das Intergranulat durchdringt und sehr schwer abzusondern ist.

Fe-Dolomit III. kommt hauptsächlich bei den Gängen des Revieres Markus vor. Mittel-, bis feinkörniger Fe-Dolomit dringt hier im Verein mit Quarz und Sulfiden (Pyrit, Chalkopyrit, Tetraedrit) ins Aggregat Hämatit — Specularit im Siderit ein, wobei sie oftmals in Form feiner Äderchen die einzelnen Schuppen und Tafeln Hämatites durchstossen.

Bei mehreren Gängen beobachtete der Autor, hauptsächlich mikroskopisch einzelne Äderchen eines Karbonates mit feinen Sulfidkörnchen (Pyrit, Chalkopyrit), welche die Gangfüllung älterer Mineralisationsetappen durchstießen. Es handelt sich dabei wahrscheinlich um die jüngste Generation Fe-Dolomites IV, der durch Mobilisierung aus der älteren Gangfüllung entstand.

Bei 10 Proben wurde eine Streuung der Werte der Dichte des Fe-Dolomites zwischen 2.813 und 3.107 g.cm⁻³ festgestellt. Die Dichte in der Serie des Fe-Dolomits ändert sich im direkten Verhältnis zum Eisengehalt.

Bei drei Proben wurden gleichzeitig Dichte und Brechungsindex nach dem von J. Gubač (1968) beschriebenen Verfahren bestimmt. Die Ergebnisse werden in Tabelle 6 angeführt. Die Werte entsprechen der Identifikation des Fe-Dolomits (A. N. Winchell — A. Winchell 1953)

Tab. 6. Brechungsindex und Dichte der Fe-Dolomite

Nr.	Lokalität, Probe Nr.	Dichte	ω	ϵ'	ϵ	$\omega - \epsilon$
1	Otokar 33	2.894	1.693	1.596	1.512	0.181
2	Anna Relichová 1. Gen.	2.984	1.700	1.600	1.514	0.186
3	Anna Relichová 2. Gen.	2.990	1.700	1.602	1.517	0.183

Der Chemismus der Fe-Dolomite des studierten Gebiets wird durch chemische Analysen dokumentiert, deren Ergebnisse, mit der Berechnung der kristallchemischen Formeln in Tabelle 7 angeführt werden.

Die wichtigste Isomorphie mit Ankerit stellt die Vertretung des Mg durch zweiwertiges Fe dar.

Dem das isomorphe System in der Gruppe Ankerit — Kutnohorit — Dolomit ausdrückenden ternären Diagramm (Abb. 3) ist zu entnehmen, dass alle Proben bis auf Probe Nr. 7 (Zlatník-Rudňany), ins Feld des Dolomites fallen und dieser Klassifikation gemäss der Zusammensetzung der Dolomite, den sogenannten Fe-Dolomiten (Z. Trdlička — J. Litomiský 1959) entsprechen.

Die differentialthermischen Kurven des Fe-Dolomits unterscheiden sich von jenen des Dolomits durch die Gegenwart des endothermen Effektes zwischen zwei

Tab. 7. Chemische Analysen der Fe-Dolomite

Nr. An.	Lokalität Probe Nr.	Analyse (%)						
		CaO	MgO	FeO	MnO	CO ₂	unlös. Rückstd	Σ
1	Košická Belá	20.74	13.28	4.04	0.60	32.40	20.64	99.70
2	Camilla — Gang	28.22	16.54	7.24	2.15	45.82	0.36	100.33
3	Otokar — Gang 33	28.78	15.28	8.91	0.82	46.40	0.29	100.48
4	Segen Gottes, 3. H., 67	28.88	14.17	9.60	1.05	44.38	1.42	99.50
5	Anna Relichová, 1. Gen. 80	28.83	14.30	9.58	0.67	43.67	2.43	99.48
6	Anna Relichová, 2. Gen. 80	28.20	14.54	10.51	0.77	45.16	1.67	100.49
7	Rudňany, Zlatník — Gang	28.25	8.07	18.22	1.97	43.00	0.42	99.93

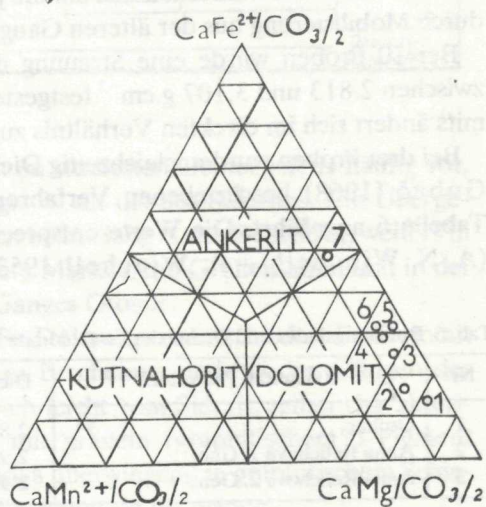
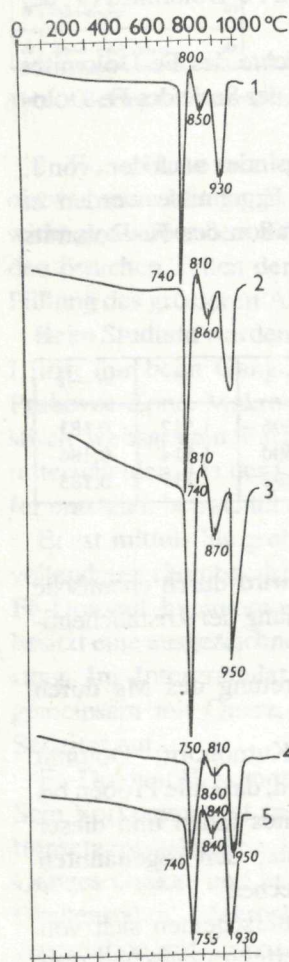


Abb. 3. Ternäres Diagramm des isomorphen Systems Ankerit-Kutnahorit-Dolomit (1—7 — Probennummern aus Tab. 2)

Abb. 4. Thermogramm der Fe-Dolomite (1 — Anna Relichová 80; 2 — Roberti 6; 3 — Segen Gottes 67; 4 — Otokar 33; 5 — Košická Belá)

Tab. 7 — Fortsetzung

Umberechnung auf 100 %					Kristallchemische Formel
CaO	MgO	FeO	MnO	CO ₂	
29.18	18.69	5.69	0.84	45.60	Ca _{1.01} (Mg _{0.90} Fe _{0.15} Mn _{0.02}) _{1.07} (CO ₃) ₂
28.23	16.54	7.24	2.15	45.83	Ca _{0.99} (Mg _{0.79} Fe _{0.19} Mn _{0.06}) _{1.03} (CO ₃) ₂
28.73	15.25	8.89	0.82	46.31	Ca _{0.98} (Mg _{0.79} Fe _{0.25} Mn _{0.02}) _{0.99} (CO ₃) ₂
29.45	14.45	9.79	1.07	45.11	Ca _{1.03} (Mg _{0.70} Fe _{0.27} Mn _{0.03}) _{1.00} (CO ₃) ₂
29.71	14.73	9.87	0.59	44.99	Ca _{1.04} (Mg _{0.71} Fe _{0.27} Mn _{0.02}) _{1.00} (CO ₃) ₂
28.54	14.71	10.27	0.78	45.70	Ca _{0.98} (Mg _{0.70} Fe _{0.28} Mn _{0.02}) _{1.00} (CO ₃) ₂
28.39	8.11	18.31	1.98	43.21	Ca _{1.03} (Mg _{0.41} Fe _{0.52} Mn _{0.06}) _{0.99} (CO ₃) ₂

Dolomit – Effekten (C. W. Beck 1950, J. K. Kulp et al. 1951, S. Makedonov — A. J. Cvetkov 1957). Den charakteristischen Kurven zufolge können alle geprüften Proben für Fe-Dolomit bis Ankerit angesehen werden (Abb. 4).

Tab. 8. Röntgenometrische Identifikation der Fe-Dolomite

l. Nr.	1.		2.		3.		4.		5.		6.	
	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I
1	4.37	3.5	4.35	2.5	4.35	3.5	4.35	2	—	—	—	—
2	—	—	—	—	—	—	—	—	4.025	3	—	—
3	3.79	3.5	3.79	2.5	3.79	3.5	3.79	2	—	—	—	—
4	3.71	3	3.68	2.5	—	—	3.68	2.5	3.69	5	3.704	3
5	3.35	2	3.33	2	—	—	3.34	5.5	—	—	—	—
6	2.895	10	2.895	10	—	—	—	—	—	—	2.899	10
7	—	—	—	—	2.888	10	2.886	10	2.886	10	—	—
8	2.685	3	—	—	—	—	—	—	—	—	2.685	3
9	—	—	2.673	2	2.673	2	2.667	1.5	2.670	1	—	—
10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2.552	2
11	—	—	—	—	—	—	—	—	2.540	8	—	—
12	2.410	3	2.415	2	—	—	—	—	—	—	2.440	1.5
13	—	—	—	—	2.405	2	—	—	2.405	1	—	—
14	2.194	4	2.199	2.5	2.194	3	2.190	2.5	2.193	3	2.199	6
15	—	—	—	—	—	—	—	—	2.066	5	2.067	1
16	2.020	3.5	—	—	—	—	—	—	—	—	2.020	3
17	—	—	2.014	2.5	2.017	3	2.017	2	2.015	1.5	—	—
18	1.973	2	—	—	1.970	2	1.970	1.5	—	—	—	—
19	1.851	2	—	—	1.846	1.5	—	—	1.848	5	1.852	1
FeCO ₃	15.91 %		16.56 %		15.78 %		14.51 %					
MgCO ₃	30.81		30.77		30.23		31.90					
CaCO ₃	53.95		50.96		52.91		51.30					
MnCO ₃	1.12		1.26		1.73		1.33					
Chem. An.	Fe-Dolomit		Fe-Dolomit		Fe-Dolomit		Fe-Dolomit					

1. — Anna Relichová — Gang 80, II. Gen.

2. — Anna Relichová — Gang 80, I. Gen.

3. — Segen Gottes — Gang, 3. Hor. 67

4. — Otokar — Gang 33

5. — Dolomit (Howie — Broadhurst 1958)

6. — Ankerit (Howie — Broadhurst 1958)

Der RTG-Diffraktionsanalyse wurden 10 Proben Fe-Dolomits unterzogen. Den Analyseergebnissen nach kann die gesamte Skala an Übergängen vom Dolomit zum Ankerit identifiziert werden (Tab. 8).

Die Entstehungstemperatur des Fe-Dolomites wurde nach dem Dekrepatationsverfahren ermittelt. Bei allen drei Proben begann die intensive Dekrepatation übereinstimmend bei der Temperatur von 250 °C (Abb. 5). Diese Temperatur ist übereinstimmend mit jener der Entstehung des Siderits oder niedriger als diese. Dies steht im Einklang mit der Einreihung des Fe-Dolomits in die gesamte Sukzession der Mineralisation im studierten Gebiet. Er entsteht entweder gleichzeitig mit dem Siderit nur unter unterschiedlichen Bedingungen, oder er wird erst nach der Entstehung des Siderits ausgeschieden, jedoch in der selben Mineralisationsetappe, wobei eine Senkung der Temperatur der hydrothermalen Lösungen angenommen wird.

Lokalität, Pr.Nr.	150°	200°	250°	300°	350°	Bem.
1 Anna Relichová 80			I. Generation
2 Mäsiarika 67			
3 Otokar 33	.	..				

Abb. 5. Dekrepatationstemperaturen der Fe-Dolomite

3. Baryt kommt hauptsächlich in den extremsten Gängen des Territoriums, in Jaklovce, an der Lagerstätte Zenderling und in den oberen Teilen der Gänge des Revieres Markus vor. In den Gängen des Grellenseifener Reviers und der Prakovce-Zone kommt Baryt nicht vor.

In Jaklovce bildet der Baryt oftmals die monominerale Gangfüllung von der Mächtigkeit 1.5 – 2 m. Er ist mittel-, überwiegend jedoch grobkristallin. Er hat wassergraue, oft weisse Farbe. Charakteristisch ist seine „Ferrobaryttextur“ in den mittleren Teilen der Gänge und auch in den oberen Teilen des Ganges Otokar. In Übereinstimmung mit dem Studium von J. H. Bernard (1958b) setzt auch der Autor deren Entstehung durch ausgedehnte Metasomatose des Siderits voraus. Die Metakristalle des Baryts haben typisch tafeligen Habitus, sind wasserklar mit glasigem Glanz und guter Spaltbarkeit. Sie erreichen eine Länge von 1 – 7 cm und eine Stärke von 0.5 – 3 cm (Tafel I, Abb. 2, 3).

Beim Gang Segen Gottes kommt Baryt in Form eines fein-, bis mittelkörnigen Aggregates der Füllung jüngerer Sprünge im Siderit vor (Taf. I, Abb. 1). Makroskopisch kann in diesen Äderchen von der Mächtigkeit 1 – 50 cm ein Wechsel verschiedenfarbiger Streifen Barytes (weiss, rosafarben, grau) beobachtet werden.

An der Lagerstätte Zenderling kommt licht- bis dunkelgrauer Baryt vor. Es handelt sich hierbei um ein grobkörniges Aggregat Baryts, dessen Farbe in nicht

unbedeutendem Masse von der Menge der mikroskopischen und submikroskopischen Inklusionen Tetraedrits, Galenits, Pyrits, Pb – Sb – Sulfosalzen, Zinnober abhängt. Da diese Minerale auch in den, den Baryt durchdringenden Äderchen anzutreffen sind, betrachtet der Verfasser diesen an dieser Lagerstätte als eines der ältesten Minerale. Ausser dieser Barytgeneration kommt hier auch dessen jüngere Generation vor. Sie bildet die Füllung der kurzen und unregelmässigen Äderchen, welche die ältere Mineralisation durchdringen und bis ins benachbarte Gestein dringen. Hier assoziiert sie eng mit Zinnober, Galenit, Fe-Dolomit und den jüngsten Sulfosalzen.

Die Dichte des Baryts bewegt sich von 4.312 bis 4.587 g.cm⁻³, hat im Durchschnitt 4.42 g.cm⁻³, was in gutem Einklang mit den Literaturangaben steht.

Die Mikrohärtigkeit des Baryts wurde an Metakristallen unter Anwendung von 50-g-Gewichten gemessen. Ihre Streuung liegt im Intervall zwischen 165 kp/mm² und 289 kp/mm².

Anhand chemischer Analysen wurde die Menge isomorpher Strontiums und Kalziums in den Baryten verfolgt (Tab. 9).

Tab. 9. Chemische Analysen und Dichten der Baryte

An. Nr.	Lokalität, Probe Nr.	Analyse					Dichte (g/cm ³)
		Sr (%)	Ca (%)	Pb (γ)	Mg (%)	Mn (%)	
1	Jaklovce 2, weiss porzellanig	3.70	0.32				4.399
2	Jaklovce 2, Metakristalle	1.02	0.16				4.436
3	Jaklovce (J. Kantor 1966)	1.04	0.017	89	0.008	0.001	
4	Gelnica, Krížová Gang	0.72	0.31				
5	Otokar 37	1.22	0.21				4.587
6	Segen Gottes IV. Hor. 45	1.16	0.25				4.312
7	Segen Gottes V. Hor. 27	0.84	0.26				4.435
8	Zenderling 41	0.93	0.21				4.351

Das häufigste isomorphe Element im Baryt ist Strontium. In den studierten Baryten bewegt sich der Sr-Gehalt zwischen 0.84 und 3.7 %. Diese Werte sind denen der Sr-Gehalte in Baryten der übrigen Lagerstätten des ZGE ähnlich: Rudňany — 0.86 % (J. Pokorný 1955), 0.75—2.24 % (J. H. Bernard 1961b), 0.23—0.66 % (J. Kantor 1966); Krásnohorské Podhradie—0.39—0.89 % (J. Kantor l. c.); Jaklovce — 1.04 % (J. Kantor l. c.).

Von den analysierten Proben wurde in Probe Nr. 1 (Jaklovce — porzellanähnlicher milchigweisser grobkörniger Baryt) einer der grössten Sr-Gehalte in Baryten der Slowakei, nämlich 3.70 % festgestellt. Diese seine erhöhte Konzentration gelang es nicht zu klären. Auch mikroskopisch wurde Coelestin nicht gefunden. Deshalb betrachtet der Verfasser das Sr im analysierten Baryt für isomorphe Gehalte.

Da der Ca-Gehalt in den studierten Baryten den Wert 0.32 % nicht übersteigt, erachtet der Autor seinen Gehalt im Baryt für isomorph.

Von den übrigen, spektralanalytisch festgestellten Mikroelementen (Tab. 10) kann zumindest ein Teil des festgestellten Pb-Gehaltes für isomorph betrachtet werden. In der Probe von Zenderling ist sein Gehalt höher als 1 %, was durch die

Tab. 10. Spektralanalysen der Baryte

Lokalität, P. Nr.	Ag	Al	B	Ba	Br	Ca	Co	Cr	Cu	Fe	Hg	In	K	Mg	Mn	Na	Ni	Pb	Sb	Si	Sp	Ti	Zn	Bem.	
1 Boniska 2 2																								porzellanig	
2 Boniska 3 2																									Metakristalle
3 Segen Gottes IV. 1																									weiss
4 Segen Gottes IV. 42																									rosa
5 Segen Gottes IV. 42																									weiss
6 Markus 24													2					2							Metakristalle
7 Kalman 30																									
8 Otakar 36																									aus Oxidationszone
9 Otakar 37																									Metakristalle
10 Zenderling 40 2																									wasserklar
11 Zenderling 41																									grau
12 Leopold 43																									aus Oxidationszone
13 Liborni 56																									-11-

sehr feine Dispersion Galenits, anderer Sulfide und Sulfosalze im grauen Baryt verursacht wird.

Da Hg nur in Proben aus Lagerstätten vorkommt, wo gleichzeitig auch Zinnober zugegen ist, erachtet der Verfasser dessen Gehalte für heterogen, obzwar A. A. Saukov (1939, 1966) annimmt, dass auch Quecksilber im Gitter des Baryts Ba bis zu Werten 0.00X—0.0X %Hg vertreten kann.

Die Entstehungstemperatur des Baryts. Aus den Dekrepiteogrammen in Abb. 6 ist

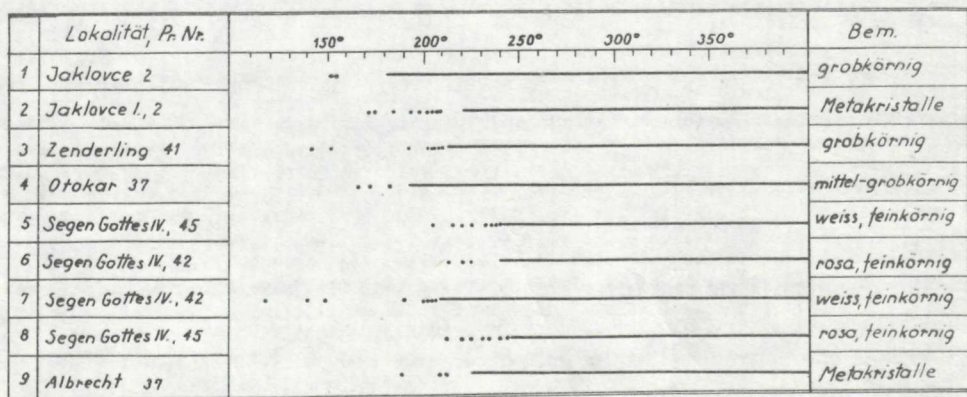


Abb. 6. Dekrepiteationstemperaturen der Baryte

ersichtlich, dass die Entstehungstemperatur des Baryts offensichtlich niedriger ist als jene des Fe-Dolomits und des Siderits. Im grossen schwanken die Entstehungstemperaturen des Baryts zwischen 180 und 245 °C, im Durchschnitt etwa um 220 °C. Es ist dies eine grundsätzlich niedrigere Temperatur als jene Temperaturen, welche F. Regásek (1967) für die Baryte der Stockwerke von Slovinky, Žakarovce und Záhura — 265 °C, oder J. Hak (1959b) für Baryte aus Sideritgängen der Niederen Tatra — 300–350 °C angeben.

Bei regionaler Verfolgung kann festgestellt werden, dass die niedrigste Dekrepitationstemperatur die Baryte von Jaklovce haben. An den Gängen Otokar und Segen Gottes kann eine, wenn auch nicht markante vertikale Temperaturänderung beobachtet werden, da Baryt vom II. Hor. des Ganges Otokar (37) bei der Temperatur 190 °C und Baryte vom IV. Horizont des Ganges Segen Gottes bei Temperaturen von 220–245 °C dekrepitierten.

4. Gersdorffit. Beim Studium der Mineralisation im Gebiet von Gelnická Huta und Prakovce stellte der Verfasser fest, dass Nickelminerale in diesem Gebiet in der Gangfüllung ziemlich verbreitet sind, obzwar ihre Menge im Haldenmaterial mehr oder minder akzessorisch ist. Nur vereinzelt kommen sie in den Gängen des Reviers Grellenseifen vor und wurden bei Gängen des nördlicheren Teiles dieses Gebietes nicht festgestellt.

Den Hauptrepräsentanten der Ni-Minerale stellt Gersdorffit dar, den in diesem Gebiet bereits Zepharovich (1859) beschrieb. Neuestens identifizierten ihn mikroskopisch, RTG-analytisch und spektralanalytisch J. H. Bernard (1962a) wahrscheinlich im Gang Mäsiarka und der Autor dieser Arbeit (M. Háber 1976).

In den studierten Gängen bildet Gersdorffit einesteils unregelmässig begrenzte Streifen der Mächtigkeit 0.5–4 cm überwiegend am Rande des Quarz-Sideritganges, andernteils bildet er Gallen im Ausmass mehrerer cm im Siderit, gebildet durch Aggregate von Körnern der Grösse einiger mm.

Mikroskopisch können zwei Generationen Gersdorffits festgestellt werden: die Grundmasse Gersdorffit I. und jüngere kapillarartige Äderchen in dieser Grundmasse, ausgefüllt durch die jüngere Generation Gersdorffit II. Diese wächst oftmals sowohl am Rand des Aggregates, als auch am Rand der einzelnen Körner des Gersdorffits I. an.

Ausser den körnigen Aggregaten (Taf. II, Abb. 1), kommt in der Quarz-Gangausfüllung auch Gersdorffit vor, der durch seine globulare, kranzförmige Gruppierung der Körner im Aggregat, ein teilweise rekristallisiertes kollomorphes Aggregat Gersdorffits darstellt (Taf. II, Abb. 2). Am Rande eines solchen Aggregates kann an einigen Stellen der Anschliffe die Entstehung kleiner idiomorpher Kristalle Gersdorffits beobachtet werden.

Bei Beobachtung unter dem Mikroskop ist bei der überwiegenden Mehrheit der Gersdorffitkörner auffällig und in der Immersion noch besser sichtbar, der zonale Bau der Körner, sowie ganzer Aggregate. Die einzelnen Zonen unterscheiden sich

voneinander durch Farbe, Reflexion und Härte. Dieser Bau tritt besser nach dem Anätzen des Anschliffs mit HNO_3 (1:1) oder mit Bromdämpfen, wobei die dunkleren Zonen angeätzt werden, in Erscheinung. An den lichterem Zonen ist die Reaktion schwächer oder gar negativ. Nach leichtem Polieren des angeätzten Anschliffes kann der zonale Bau und die Struktur der Körner und Aggregate sehr gut beobachtet werden (Taf. II, Abb. 3). Die jüngere Generation Gersdorffits hat weisse Farbe, grössere Härte und hält, ähnlich wie die lichterem Zonen des Gersdorffits I., Ätzungen stand.

Dem detaillierten Studium des Autors zufolge (M. Háber 1976) resultiert eine eindeutige Abhängigkeit der Reflexion und der Härte von den unterschiedlichen Gehalten an Ni, Fe, Co, As und S in den einzelnen Gersdorffitzonen. Je höher der Nickelgehalt des Gersdorffits ist, desto höher ist sein Reflexionsvermögen und desto niedriger ist seine Mikrohärt. Je höher der Fe- und Co- Gehalt ist, umso niedriger ist das Reflexionsvermögen, jedoch erreicht die Mikrohärt höhere Werte.

Anhand von Messungen des *Reflexionsvermögens* stellte der Verfasser folgende Werte der Streuung des Reflexionsvermögens des Gersdorffits fest: 470 nm — 44.5–52.6 % ; 546 nm — 45.3–53.8 % ; 589 nm — 46.5–53.8 % ; 650 nm — 46.6–53.4 % . Die niedrigsten Werte des Reflexionsvermögens wurden beim „kollo-morphen“ Gersdorffit festgestellt.

In Abb. 7 werden die charakteristischen Dispersionskurven einiger Gersdorffite und zum Vergleich auch jene laut I. M. Gray — A. P. Millman (1962) angeführt.

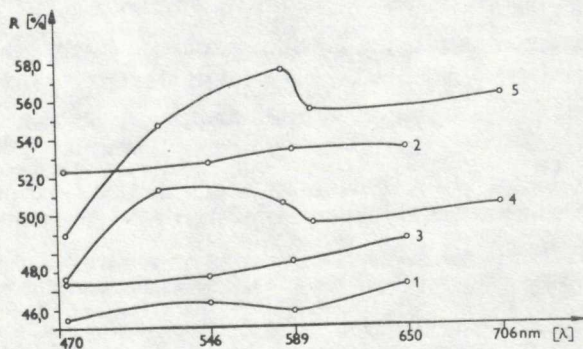


Abb. 7. Dispersionskurven des Reflexionsvermögens von Gersdorffit (Standard Silicon) (1 — Anna Relichová 80; 2 — Mäsiarka 67; 3 — Mäsiarka 67; 4—5 — I. M. Gray — A. P. Millman (1962))

Die Härte des Gersdorffits, gemessen anhand von 100-g-Gewichten an 10 Anschliffen aus verschiedenen Gängen bewegt sich im Intervall 540–894 kp/mm^2 ($\text{VHN}_{\text{mit}} - 780,4 \text{ kp/mm}^2$). Die niedrigste Härte hat der kollo-morphe, kranzförmige Gersdorffit des Ganges Anna Relichová — 540 kp/mm^2 .

Der Chemismus des Gersdorffits wurde hier anhand lokaler Elektronenmikroanalysen (M. Háber 1976) festgestellt. Es wurde folgende Gesamtstreuung der Gehalte der einzelnen Elemente ermittelt: Ni 21.55–26.80 %; Fe 3.65–11.27 %; Co 0.20–1.68 %; As 47.35–60.00 %; Sb 0.04–0.2 %; S 8.97–18.09 %; Ni:Fe = 1.9:1–7.2:1.

Auf Grund dieser Analysen können die studierten Gersdorffite als eisenhaltig bezeichnet werden was gut mit den Angaben über Gersdorffite anderer Lokalitäten des ZGE übereinstimmt (F. Novák 1960, J. Hurný — J. Křištín 1978).

Die Stellung des Gersdorffits in der Sukzession. Die Bestimmung der genauen Stellung des Gersdorffits in der Sukzession der Mineralisation ist hauptsächlich wegen seines lokalen Auftretens nicht leicht. An den untersuchten Gängen kann eine ziemlich starke Kataklyse des Gersdorffitaggregates festgestellt werden, wobei durch Sprünge und Risse in ihn hauptsächlich Siderit aber auch Quarz und Sulfide eindringen. Auch wenn es mikroskopisch scheint, als wäre Gersdorffit das älteste Mineral (ähnlich wie J. H. Bernard 1961b in Rudňany feststellt), ist es doch makroskopisch offenkundig, dass er Äderchen und Nester im Siderit bildet, welche meist parallel mit dem Rande des Ganges verlaufen. In vereinzelt Fällen wurden direkt am Rande des Ganges „aufsitzende“ Streifen Gersdorffits gefunden, was ihr höchstes Alter bezeugen könnte, jedoch traten parallel mit ihnen ähnliche Streifen im Siderit I. auf. Ihre Entstehung kann mit der Öffnung und Füllung einiger paralleler Risse im älteren Siderit gedeutet werden. Die Zementierung des kataklasierten Gersdorffits kann durch die Gegenwart jüngerer, mobilisierten Siderits II. erklärt werden, der noch vor der quarz-sulfidischen Mineralisationsetappe entstand (ähnlich wie an der Lagerstätte Nižná Slaná — C. Varček 1963). Gersdorffit II. entstand wahrscheinlich durch teilweise Auflösung älteren Gersdorffits und dessen Mobilisierung während jüngerer hydrothermalen Prozesse.

5. Quarz ist zusammen mit Siderit eines der verbreitetsten Gangminerale im studierten Gebiet. Er bildet den Hauptbestandteil des tauben Ganggesteins. Er kommt bei Gängen vor, in deren Füllung hauptsächlich die quarz-sulfidische Mineralisationsetappe zur Geltung kam (die Gänge Concordia, Korunka, südlich von Kojšov u. a.), die als quarz-sulfidisch bezeichnet werden kann. Aber auch bei den übrigen Sideritgängen ist sein Gehalt so hoch, dass er in bedeutendem Masse die allmähliche Einstellung der Eisenerzförderung an allen Gängen dieses Gebiets beeinflusste.

Für die älteste Generation des Quarzs hält der Autor den grauweißen feinkörnigen Quarz, der meistens Streifen am Rande der Gänge, aber oft auch grössere Gallen in der Gangfüllung bildet. Er kommt auch, oftmals die Brocken des Nachbargesteins, welche durch Siderit zementiert sind, bewachsend vor (Taf. III, Abb. 1). Mikroskopisch können in ihm kleine Kristalle Pyrits, sehr selten auch Arsenopyrits und Schüppchen Serizits beobachtet werden. Er dringt auch ins

Nachbargestein und bewirkt dessen starke Silifizierung. Beim Gang Segen Gottes bildet er schöne säulige Kristallaggregate, welche an den Wänden der Risse anwachsen. An einigen Gängen des ZGE wird dieser Quarz von Fuchsit begleitet. Aus Grellenseifen beschreibt ihn ohne nähere Lokalisation J. Václav (1956) und J. H. Bernard (1961a). Dieses Vorkommen kann aber hier nicht bestätigt werden. Seine Abwesenheit lässt sich etwa dahingehend erklären, dass der Grossteil der Gänge im klastischen Gestein der Gelnica-Serie liegt, welches ärmer an Chromgehalt ist als z.B. die vulkanischen Schichtenfolgen der Rakovec-Serie oder des Karbons.

Quarz II. wurde an den Baryt-Sideritgängen in Jaklovce und beim Revier Markus festgestellt. Dieser Quarz verfolgt die Grenze der Sideritkörner und in einigen Fällen wächst er auf Kosten des Siderits zu unvollständig entwickelten säuligen Metakristallen an. Beide Minerale sind von feinen, von Baryt ausgefüllten Rissen durchdrungen. In einigen Fällen werden sie von Baryt metasomatisch verdrängt.

Verhältnismässig selten ist in den studierten Gängen grauer Quarz III. mit Nadeln in die Hohlräume auskristallisierten Turmalins und unscheinbaren Albitkörnern vertreten. Am Gang Segen Gottes füllt dieser Quarz mit Turmalin die Querader im Siderit (Taf. III, Abb. 2) aus.

Häufigster Quarz bei allen verfolgten Gängen ist jener der IV. Generation, welcher die Bildung der Sulfide begleitet. Er ist milchigweiss, massiv, mit seltenen Drusen Hohlräumen, in welchen kleine, 1–2 mm grosse, vereinzelt bis zu 2 cm grosse vollständig entwickelte Kristalle kurz- oder auch säuligen Habitus entwickelt sind, welche kristallographisch relativ einfach sind. Es ist sehr wahrscheinlich, dass es während seiner Kristallisation zu Unterbrechungen seiner Ausscheidung kam und so mehrere Subgenerationen im Rahmen der Quarz-sulfidischen Mineralisations- etappe entstanden. Vor allem ist dies Quarz, mit welchem gleichzeitig Pyrit und Arsenopyrit entstanden. Häufig ist er kolloidmorph (Taf. IV, Abb. 1). Eine weitere Subgeneration Quarzes IV. wurde vor oder mit der Ausscheidung der Hauptmasse der Sulfide (Chalkopyrit, Tetraedrit u. a.) ausgeschieden. Oft verdrängt sie metasomatisch die ältere kataklasierte Mineralisation oder sie zementiert sie.

Die letzte Generation ist milchigweisser Quarz VI., welcher die Antimonit- mineralisation bei den Gängen Hilmar und Rimarka begleitet.

Die Mächtigkeit der Quarzgänge ist ziemlich ungleichmässig. Sie beträgt von einigen mm bis zu 1.50 m wobei der Quarz stellenweise die gesamte Mächtigkeit des Ganges ausfüllt.

Mikroskopisch kann beobachtet werden, dass der makroskopisch massive Quarz eigentlich ein mittel- bis grobkörniges Aggregat bildet, wobei sich die Grösse der Körner im Aggregat mit panallotriomorpher Struktur, zwischen 0.1–1 cm bewegt. Die einzelnen Körner fallen unregelmässig, häufig zahnförmig ineinander; manchmal sind sie merklich kataklasiert.

Der *Chemismus* des Quarzes ist sehr einfach und gewährt eine gewisse Möglich-

keit von genetischen Interpretationen. Aus den Spektralanalysen ist ersichtlich (Tab. 11), dass auch anscheinend reiner, separierter Quarz durch Inklusionen submikroskopischer Ausmasse verunreinigt ist. Mit diesen verwächst der Quarz auch makroskopisch. Den Hauptelementen der Inklusionen zufolge kann wenigstens in groben Zügen die Stellung des Quarzes in der Sukzession erwogen werden.

Tab. 11. Spektralanalysen von Quarz

Lokalität, P. Nr.	Ag	Al	B	Ba	Ca	Cu	Fe	Ga	Hg	Mg	Mn	Na	Pb	Sb	Si	Sr	Ti	V	Zn	Bem.
1 Baniska 2																				Qu II. + Qu IV.
2 Segen Gottes III. 60																		?		Qu IV.
3 Segen Gottes IV. 1																				Qu I.
4 Segen Gottes IV. 45																				Qu I.
5 Segen Gottes VI. 38																				Qu IV.
6 Segen Gottes VI. 38																				Qu III.
7 Liborni 55																				Qu III. + Qu IV.
8 Kojšov 62																				Qu IV.
9 Concordia 70	?																			Qu IV.
10 Johan Spiller. 76																				Qu I.
11 Korunka 93																				Qu V.

Die Beglaubigung der Entstehungstemperaturen des Quarzes anhand des Dekrepiationsverfahrens erbrachte keine zufriedenstellende Ergebnisse. Allgemein kann den Dekrepiogrammen in Abb. 8 eine verhältnismässig schwache bis mittelstarke Dekrepiation entnommen werden. Kontinuierlicher dekrepitiert nur Quarz IV. bei Temperaturen zwischen 280–340 °C. Quarz I. hat eine kontinuierliche Dekrepiation erst bei grundlegend höheren Temperaturen (340–380 °C). Fast überhaupt keine Dekrepiation ist bei Quarz III. und VI. festzustellen, sodass mit Sicherheit eine Entstehungstemperatur unter 350 °C nicht erwogen werden kann.

Lokalität, P. Nr.	150°	200°	250°	300°	350°	Bem.
1 Segen Gottes IV. 115						Quarz I.
2 Michaeli 51						Quarz I.
3 Segen Gottes IV. 38						Quarz III. mit Turmalin
4 Glückauf 60						Quarz IV.
5 Otakar 34						Quarz IV.
6 Segen Gottes IV. 27						Quarz IV.
7 Zenderling 40						Quarz IV.
8 Hilmar 105						Quarz mit Antimonit

Abb. 8. Dekrepiationstemperaturen des Quarzes

6. Serizit ist bei den Gängen des ermittelten Gebietes ein ziemlich geläufiges Mineral. Obzwar er extensiv verbreitet ist, ist seine quantitative Vertretung, mit Rücksicht auf die feine Verteilung und die unscheinbaren Ausmasse der Schüppchen, in der Siderit- und Quarz-Gangausfüllung ziemlich geringfügig.

Makroskopisch bildet Serizit silbrig-weiße, seidig glänzende Schüppchen. Er kommt gewöhnlich als Überzug in Rissen oder im Intergranulatraum von Siderit oder Quarz vor.

7. Turmalin ist bei den untersuchten Gängen ein akzessorisches Mineral. Seine Maximalgehalte wurden an den Gängen Segen Gottes, Otokar in Assoziation mit Quarz III., Serizit und Albit und bei Zenderling im Quarz III. festgestellt. Vereinzelt Nadeln Turmalins wurden auch im Quarz im Baryt-Sideritgang von Jaklovce gefunden. Es ist interessant, dass bei Gängen südlicherer Gangzonen, in deren Gangfüllung die quarz-sulfidische Mineralisationsetappe überwiegt, Turmalin nur sehr selten vorkommt. Beim Gang Michaeli fand der Autor in der Siderit-Quarz-Gangausfüllung eine Ader grauen Quarzes mit Turmalin und kleinen, in die Hohlräume kristallisierenden Körnchen Albits.

Makroskopisch kommt Turmalin am häufigsten in Form von stengeligen bis faserigen, parallel, manchmal auch radialstrahlig geordneter Aggregate vor, die im Quarz verwachsen sind. Die Nadeln erreichen eine Länge bis zu 5 cm. Er ist von schwarzer Farbe.

In den Anschliffen kann eine idio- bis hypidiomorphe Begrenzung der Körner beobachtet werden. Er bildet faserige, stengelige bis säulige Kristalle und deren Aggregate im Quarz mit Serizit. Die Körnchen sind stark pleochroisch mit typischen Farbeffekten.

Anhand von Messungen der *Mikrohärte* wurden vom Verfasser Werte ermittelt, die im Intervall zwischen 860 und 1020 kp/mm² liegen.

Röntgenanalytisch wurde nach dem Debye-Scherrer-Pulververfahren seine vorherige Identifikation bestätigt (Tab. 12). Analysenbedingungen: Kammer Chirana Ø 64 mm, Antikathode Cu, Filter Ni, Blende 1 mm, 35 kV, 18 mA, Exposition 6 Std. Die Analyse wird mit den Tabellenwerten für Li-Turmalin und Schörl verglichen (V. J. Michejev 1957).

Der *Chemismus* des Turmalins wurde hier nur anhand semiquantitativer Spektralanalysen (Tab. 13) verfolgt. Da in der Zusammensetzung der Turmaline Fe und Mg eine dominante Stellung einnehmen, setzt der Autor in Übereinstimmung mit der Röntgenanalyse voraus, dass es sich um schwarzen Turmalin — Schörl handelt.

8. Albit kommt nur akzessorisch bei den Gängen Jozef, Michaeli und Segen Gottes in Form unscheinbarer Körnchen (bis zu 1 mm) oder Äderchen vor, welche zusammen mit Quarz III., Turmalin, Serizit und Pyrit den Siderit durchdringen.

Im Dünnschliff kann die typische Plagioklaslamellierung beobachtet werden und

Tab. 12. Röntgenometrische Identifikation der Turmaline

Nr. Linie	Turmalin Segen Gottes VI. H. 38		Turmalin Michejev (1957) Nr. 721		Li — Turmalin Michejev (1957) Nr. 722	
	I	d	I	d	I	d
1	—	—	8	6.50	2	6.30
2	2	4.94	2	5.10	3	4.93
3	3	4.57	2	4.60	—	—
4	8	4.21	6	4.29	6	4.17
5	8	3.96	7	3.99	7	3.95
6	8	3.49	8	3.48	6	3.43
7	8	3.94	—	—	6	3.33
8	—	—	—	—	3	3.058
9	—	—	8	2.98	3	2.988
10	9	2.950	—	—	—	—
11	—	—	—	—	8	2.923
12	—	—	—	—	1	2.855
13	10	2.564	10	2.59	10	2.552
14	—	—	—	—	1	2.448
15	5	2.386	4	2.39	—	—
16	—	—	4	2.35	—	—
17	—	—	2	2.26	—	—
18	3	2.18	4	2.19	3	2.162
19	4	2.115	4	2.12	5	2.140
20	7	2.049	6	2.05	9	2.022
21	—	—	—	—	1	1.974
22	5	1.919	6	1.93	—	—
23	—	—	4	1.90	8	1.900
24	—	—	4	1.86	2	1.854
25	2	1.816	2	1.81	2	1.831
26	—	—	2	1.77	—	—
27	—	—	2	1.74	—	—
28	—	—	2	1.70	—	—
29	3	1.666	8	1.66	3	1.671
30	2	1.644	2	1.65	8	1.639
31	—	—	—	—	7	1.626
32	4	1.595	7	1.598	—	—
33	3	1.544	2	1.532	3	1.522
34	—	—	6	1.510	3	1.513
35	7	1.480	4	1.487	7	1.491
36	—	—	7	1.459	3	1.463
37	5	1.432	4	1.433	9	1.439
38	—	—	7	1.414	1	1.424
39	—	—	—	—	3	1.409
40	5	1.390	—	—	9	1.393
41	2	1.372	6	1.362	—	—
42	2	1.355	—	—	8	1.344
43	3	1.329	7	1.333	—	—
44	3	1.306	7	1.315	7	1.314
45	—	—	—	—	8	1.298
46	4	1.280	6	1.279	3	1.278
47	—	—	—	—	7	1.264
48	—	—	—	—	7	1.260
49	—	—	4	1.244	5	1.247
50	1	1.234	4	1.233	6	1.229

dem Löschungswinkel der symmetrischen Zone nach, handelt es sich um Albit oder Oligoklas.

Tab. 13. Spektralanalysen der Turmaline

Lokalität, Pr. Nr.	Ag	Al	B	Ba	Ca	Co	Cr	Cu	Fe	Ga	Ge	Hg	K	Mg	Mn	Na	Ni	Pb	Sb	Si	Sn	Sr	Ti	V	Zn
1 Segen Gottes V. 27																									
2 Segen Gottes VI. 38																									
3 Zenderling 40																									
4 Zenderling *																									

* Bernard (1961)

Die Spektralanalyse des Albits (Tab. 14) zeigt, dass Na im Gitter des Plagioklases eine dominante Stellung einnimmt, was dafür spricht, dass es sich um Albit handeln könnte.

Da er eng mit Quarz III. assoziiert, reiht ihn der Autor in der Sukzession an den Anfang der quarz-sulfidischen Mineralisationsetappe ein.

Tab. 14. Spektralanalyse der Albite

Nr.	Lokalität, Pr. Nr.		(%)				
			1 — 100	0.01 — 1	0.001 — 0.01	0.001	Spuren
1	Michael Gang	48	Si Na Al Fe	Ca Mn Mg	Cu Sr	Ti	In
2	Jozef Gang	49	Si Na Al	Fe	Ga Ca	Pb Mn Cu Mg Ba Sr	Sb

Tab. 15. Reflexionsvermögen der Rutilie

Lokalität, Autor	R(%)							
	470 nm		546 nm		589 nm		650 nm	
	ω	ϵ'	ω	ϵ'	ω	ϵ'	ω	ϵ'
Zenderling	21.3	24.75	19.9	23.2	19.4	22.8	19.15	22.3
Burke (1969)	20.3	21.4	19.3	20.2	19.0	19.19	18.7	19.6

9. Rutil zählt im studierten Gebiet nur zu den akzessorischen Mineralen. Mikroskopisch wurde er bei den Gängen von Grellenseifen, Prakovce und Zenderling festgestellt. Hier assoziiert er mit Turmalin, Quarz, Serizit, Galenit, feinkörnigem Pyrit und Sulfosalzen.

Er bildet unregelmässige Körnchen der Grösse bis 0.1 mm und auch säulige bis nadelige durchgebogene Kristalle. Im durchtretenden Licht ist er bräunlichrot mit sehr schwach bemerkbarem Pleochroismus und hervortretendem Relief.

In den Anschliffen hat er graue Farbe, niedriges Reflexionsvermögen sehr ähnlich dem Sphalerit, bemerkbare, in Immersion besser sichtbare Bireflexion. Bei gekreuz-

ten Nicols sind weisse, bräunliche oder lichterorange-farbene Innenreflexe zu beobachten, welche die Möglichkeit der Beobachtung von Anisotropie verdecken.

Durch Messung des Reflexionsvermögens wurden beim Rutil von Zenderling Werte gefunden, welche mit denen des Nb-Rutills (J. A. E. Burke 1969) verglichen werden (Tab. 15). In Abb. 9 werden die Dispersionskurven des Reflexionsvermögens beider Rutile angeführt. Deren Charakter ist sehr ähnlich.

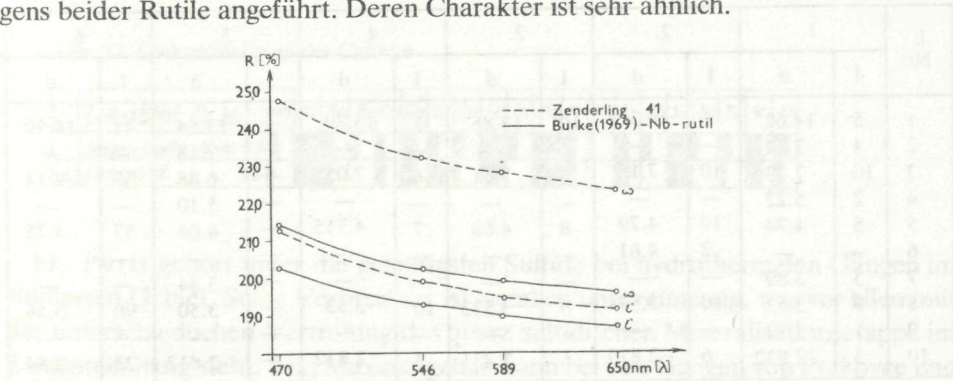


Abb. 9. Dispersionskurven des Reflexionsvermögens des Rutills (Standard Carborundum)

Die Mikrohärtigkeit bewegt sich bei den gemessenen Körnern im Intervall zwischen 726 und 1065 kp/mm^2 (gemessen mit 50-g-Gewichten), was den Literaturangaben entspricht (S. H. U. Bowie — K. Taylor 1958, B. B. Young — A. P. Millman 1964, E. A. J. Burke 1969, E. Pärnamaa 1963).

Seine Stellung in der Sukzession ist nicht vollkommen eindeutig, jedoch deutet sein gemeinsames Auftreten mit Turmalin am Zenderling und mit Albit beim Gang Michaeli die Möglichkeit an, ihn in die Turmalinperiode am Anfang der Ausscheidung in der quarz-sulfidischen Mineralisationsetappe einzureihen.

10. Chlorit kommt hauptsächlich im nördlichen Teil des untersuchten Gebietes vor u. zw. bei den Gängen des Reviere Markus, weniger bei den Grellenseifener und Kojšover und sehr selten bei den Prakovceer Gängen. Es ist dies, zusammen mit Serizit, wohl das einzige Mineral, bei welchem sein Gehalt in den Gängen vom Milieu abhängt, in welchem der Gang liegt oder welches die hydrothermalen Lösungen durchdrangen. Bei den Gängen in der vulkanogenen Schichtenfolge ist sein Gehalt am höchsten.

Gangchlorit tritt in Form von unregelmässigen Zusammenballungen im Quarz, zusammen mit Serizit und einzelnen Pyritkörnern auf. Makroskopisch bildet er grobschuppige, fein- bis mittelkörnige Aggregate von gras- bis dunkelgrüner Farbe. Mikroskopisch bewegt sich die Grösse seiner Schuppen von 0.0X–1 mm, sie sind unregelmässig begrenzt und teilweise druckdeformiert. Im durchtretenden Licht ist er grüngrau mit unausdruckvollem Pleochroismus.

Chlorit vom Gang Segen Gottes (Probe Nr. 63) wurde der röntgenometrischen

Ermittlung unterworfen. Anhand des Vergleiches des Abstandes der Ebenen d mit den Tabellenwerten und den Literaturangaben (Tab. 16) kann jedoch die Art des Chlorits nicht eindeutig identifiziert werden. Am besten lässt er sich mit den Werten von J. Beňka (1969) für Prochlorit aus Mlynky vergleichen.

Tab. 16. Röntgenometrische Identifikation der Chlorite

l. Nr.	1.		2.		3.		4.		5.		6.	
	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d
1	5	14.62	6	14.3	10	13.85	5	14.20	—	13.54	41	14.70
2	4	7.84	—	—	—	—	—	—	—	7.58	—	—
3	10	7.23	10	7.18	8	7.01	6	7.05	—	6.88	40	7.14
4	2	5.22	—	—	—	—	—	—	—	5.10	—	—
5	5	4.74	10	4.79	8	4.69	7	4.715	—	4.64	57	4.75
6	—	—	2	4.61	—	—	—	—	—	—	—	—
7	3	3.89	—	—	—	—	—	—	—	3.84	—	—
8	9	3.53	10	3.59	8	3.533	10	3.53	—	3.50	90	3.56
9	1	3.12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
10	3	2.832	6	2.873	6	2.831	3	2.812	—	2.812	23	2.84

1 — „Chlorit“, Segen Gottes-Gang, III. — IV. Hor., 63, 2 — Pennin, (Brindley — Robinson 1951), 3 — Chlorit (Michejev, 1957), 4 — Klinochlor (Michejev 1957), 5 — Prochlorit (Beňka 1969), 6 — „Chlorit“ (Sato — Sudo 1956 in Brown 1961).

0 200 400 600 800 1000°C

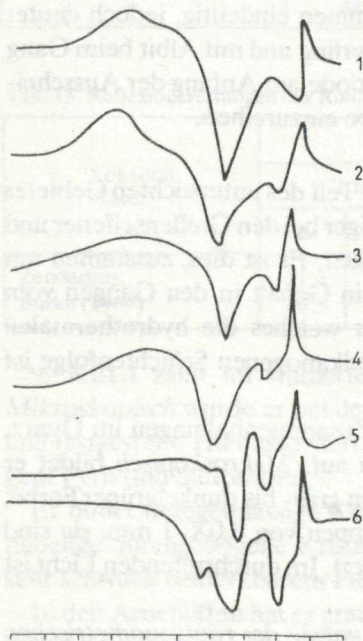


Abb. 10. Thermogramme der Chlorite (1 — Klinochlor-Prochlorit in V. P. Ivanova 1961, 2 — Klinochlor in V. P. Ivanova 1961, 3 — Pennin in V. P. Ivanova 1961, 4 — Korunka 104, 5 — Segen Gottes 63, 6 — Zenderling 41)

Anhand des Vergleichs der gewonnenen DTA-Kurven (Abb. 10) der analysierten Chlorite mit denen von V. P. Ivanova (1961) angeführten, können Probe 4 als Klinochlor und die Kurven 5 und 6 mit Pennin bezeichnet werden. Dem Charakter der Kurven nach können sie in die Gruppe der Mg-Fe-Chlorite eingereiht werden, was durch die Spektralanalysen (Tab. 17) erhärtet wird.

Tab. 17. Spektralanalysen der Chlorite

Lokalität, P. Nr.	Ag	Al	Ba	Bi	Ca	Co	Cr	Cu	Fe	In	Mg	Mn	Mo	Ni	Pb	Si	Sn	Ti	V	Zn
1 Segen Gottes Nr. 63	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
2 Leopold 43	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■

11. Pyrit gehört unter die geläufigsten Sulfide bei hydrothermalen Gängen im studierten Gebiet. Seine Verbreitung ist ziemlich unregelmässig, was vor allem mit der unterschiedlichen Vertretung der quarz-sulfidischen Mineralisationsetappe im Zusammenhang steht. Sein Maximalgehalt kann bei den Gängen von Prakovce und Grellenseifen beobachtet werden. Auf Grund des makroskopischen und mikroskopischen Studiums können einige Generationen Pyrits erkannt werden: Pyrit I. kommt in Form idiomorpher hexaedrischer, aber auch pentagonal dodekaedrischer Kristalle im praesideritischen Quarz I. vor. Oftmals kommt er als Imprägnation im silifizierten Nebengestein vor.

Pyrit II. kommt selten in Form von idiomorphen Kristallen, aber auch in Form von kleineren Aggregat-Zusammenballungen bei den Gängen in Jaklovce vor.

Pyrit III. kommt hauptsächlich in Assoziation mit Arsenopyrit und Quarz IV. in Form von idiomorphen Kristallen, jedoch häufiger als körnige Aggregate vor. Die Grösse der Kristalle erreicht vereinzelt auch mehr als 1cm. Diese Pyritgeneration entstand durch Rekristallisation aus dem ursprünglich kolloidmorphen Pyrit-Arsenopyrit-Aggregat (Taf. IV, Abb. 2). Solche Aggregate kommen bei den Gängen von Prakovce und Grellenseifen vor. Bei den Gängen des Reviers Markus entspricht dieser Generation Pyrits jener, welche sehr häufig Aggregate von hypidiomorph bis alotriomorph begrenzten Körnern kompakter Masse im Quarz IV. bildet. Häufig ist er kataklasiert, ähnlich wie auch das Pyrit-Arsenopyrit-Aggregat.

Pyrit IV. entstand mehr oder minder gleichzeitig mit Chalkopyrit und Tetraedrit. Er bildet in diesen Mineralen unscheinbare Körnchen, auch idiomorphe Kristalle, aber am häufigsten bildet er in ihnen interessante Gebilde in Form von madenartigen Streifen (Taf. V, Abb. 1, 2). Besonders interessant ist die Ballung feiner Pyritkörner im Chalkopyrit und Tetraedrit zu spongienartigen und sphäroidischen Gebilden, oft von atollförmigem Querschnitt (Taf. V, Abb. 3). Es handelt sich um ursprünglich gelartige Zusammenballungen FeS₂, das zu feinkörnigen Pyritsphäroiden rekristallisierte, deren Kern meist Chalkopyrit oder Tetraedrit ausfüllten. Alle diese Gebilde entstanden mehr oder minder gleichzeitig mit der Kristallisation des

Chalkopyrits oder Tetraedrits und es ist sehr wahrscheinlich, dass die Kristallisation aus einer einheitlichen gelartigen Lösung vonstatten ging.

Pyrit V. kommt in Form von monomineralen Adern vor, welche die ältere quarz-sulfidische Mineralisation durchdringen. Er kommt auch, zusammen mit Chalkopyrit, in Form von kleinen Körnern in den jüngsten Karbonat-Quarz-Äderchen vor.

Eine verhältnismässig häufige Erscheinung ist die Bildung kleiner Körner von Reaktionspyrit an den Berührungsflächen von Chalkopyrit und Siderit.

An einigen Gängen von Prakovce kann die Bildung eines Pyrit-Markasit-Aggregates auf Kosten des ursprünglichen Pyrrhotins, infolge der Konzentrationssteigerung von Schwefel im Verlaufe des hydrothermalen Prozesses, beobachtet werden.

Mikroskopisch lässt sich Pyrit verhältnismässig gut identifizieren, obzwar einige seiner optischen und physikalischen Eigenschaften im Hinblick auf seine verschiedenartigen genetischen Bedingungen ziemlich stark unterschiedlich sind (M. Háber 1965). Er kommt sowohl in Form von idiomorphen Kristallen, als auch in Form von körnigen Aggregaten vor. Die Ausmasse seiner Körner bewegen sich im breiten Intervall zwischen 0.05 mm bis 5 cm. Beim Studium beobachtete der Autor auch die Bildung „skelettartigen“ Pyrits und den zonalen Bau seiner Körner (Taf. V, Abb. 4). Der Hang zur Bildung von idiomorphen oder xenomorphen Kristallen bedingt oft den siebartigen Bau der Pyritkörner mit Einschlüssen hauptsächlich von Chalkopyrit und Tetraedrit — ididioblastisches Sieb (P. Ramdohr 1962) (Taf. VI, Abb. 1). Sehr häufig sind Deformationen, Kataklase der Körner infolge Intermineralisations-Tektonik.

Die Härte des Pyrits wurde an 50 Proben ermittelt und es wurde deren gesamtheitliche Streuung zwischen 980 bis 1561 kp/mm² festgestellt (Tab. 18).

Tab. 18. Mikrohärtewerte der Pyrite

Genetischer Typ (Generation)	VHN ₁₀₀ (kp/mm ²)		
	min.	max.	mit.
hydrothermal. Pyrit I	1 475	1 561	1 495
hydrothermal.Pyrit III. und IV.	1 309	1 505	1 425
hydrothermal.Pyrit (kolomorph.)	1 130	1 273	1 195
sedimentär.Pyrit	1 110	1 182	1 160
Pseudomorphose von Pyrit nach Magnetkies	980	1 044	1 015

Die gefundenen Werte stehen in Übereinstimmung mit den in der Arbeit vom Einfluss der genetischen Bedingungen der Entstehung des Pyrits auf die Werte der Mikrohärtete gemachten Angaben (M. Háber 1965).

Durch Messung des Reflexionsvermögens an 12 Anschliffen wurden festgestellt: 470 nm — 44.6–46.9 %, 546 nm — 48.4–51.4 %, 589 nm — 49.9–52.4 %, 650 nm — 51.4–53.1 %.

Der Verfasser stellte fest, dass die genetischen Bedingungen der Entstehung des Pyrits, Einfluss auf diese seine optische Eigenschaft haben. Im Diagramm in Abb. 11 werden die charakteristischen Dispersionskurven des Reflexionsvermögens des hydrothermalen und sedimentären Pyrits angeführt. Gleichzeitig werden auch die Werte des Reflexionsvermögens anomalen anisotropen Pyrits vom Gang Mäsiarka angegeben, welcher infolge Umwandlung des Pyrrhotins entstand.

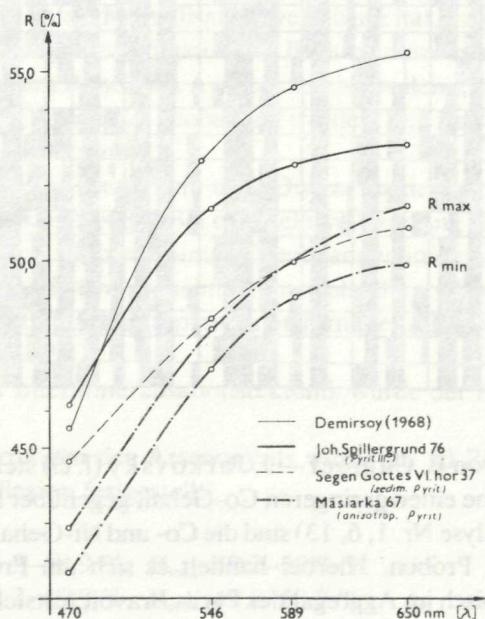


Abb. 11. Dispersionskurven des Reflexionsvermögens des Pyrits (Standard Silicon)

Der Chemismus des Pyrits wurde anhand qualitativer (Tab. 19) und quantitativer Spektralanalysen (Tab. 20) verfolgt. Da es nicht möglich war von jeder Generation und jedem genetischen Typ Pyrits die notwendige Menge auszusparieren, wurde nur Pyrit der I., III. und IV. Generation, sowie sedimentärer Pyrit analysiert.

Die Diskussion des Chemismus des Pyrits ist ziemlich schwierig. Typisch isomorphe Elemente im Pyrit sind Nickel und Kobalt. Deren Gehalt bewegt sich bei den erforschten Pyriten beim Ni von Spurengehalten bis zu 0.1 %, beim Co von 0.07 bis über 0.2 %. In der überwiegenden Anzahl der Proben ist der Gehalt an Co höher als an Ni, was im Einklang mit den Ergebnissen einiger Autoren steht (F. Hegemann 1943, M. Fleischer 1955, A. G. Betehtin 1951, F. V. Čuchrov et al. 1960, B. Cambel — J. Jarkovský 1967), welche voraussetzen, dass höherer Co-Gehalt sich im Pyrit, wogegen Ni sich eher im Pyrrhotin konzentriert. In der Probe sedimentären Pyrits in serizitischen Schiefen aus der Umgebung des Ganges Segen Gottes überragt der Ni-Gehalt jenen des Co, was in Übereinstimmung mit den

Tab. 19. Spektralanalysen der Pyrite

Lokalität, P. Nr.	Ag	Al	As	Ba	Bi	Ca	Cd	Co	Cr	Cu	Fe	Hg	In	Mg	Mn	Mo	Ni	Pb	Sb	Si	Sn	Sr	Ti	V	Zn	Bem.	
1 Gregori 5																										Py III.	
2 Segen Gottes III. 62																											Py III.
3 Segen Gottes IV. 1																											Py I.
4 Segen Gottes IV. 1																											Py IV.
5 Segen Gottes IV. 13																						?					Py I.
6 Segen Gottes IV. 40																											Py IV.
7 Segen Gottes V. 27																						?		?			Py IV.
8 Segen Gottes VI. 37																						?					Py sed.
9 Markus 77																											Py I.
10 Otokar 35																											Py IV.
11 Camila 45																											Py III.
12 Mäsiarka 67																											Py IV.
13 Johan-Spillen 76																											Py III.
14 Hyacinti 77																											Py IV.
15 Anna-Relich 85																											Py III.
16 Frangepan 88																											Py IV.
17 Henrik 97																											Py IV.
18 Hilmar 102																											Py III.
19 Castor-Polux 106																											Py IV.
20 Istvan 111																											Py IV.

Schlussfolgerungen von B. Cambel — J. Jarkovský (l. c.) steht, welche in Pyriten sedimentärer Gesteine einen geringeren Co-Gehalt gegenüber Ni voraussetzen. Bei einigen Proben (Analyse Nr. 1, 6, 13) sind die Co- und Ni-Gehalte bedeutend höher als bei den übrigen Proben. Hierbei handelt es sich um Proben, in denen der Verfasser mikroskopisch im Aggregat des Pyrits Bravoit feststellte. G. Kalb (1952) nimmt an, dass sich Bravoit und Pyrit gegenseitig überwachsen, jedoch keine Mischkristalle bilden. Deshalb können diese erhöhten Ni- und Co-Gehalte im Pyrit als heterogen betrachtet werden.

Den Analysen kann entnommen werden, dass der Arsengehalt in den studierten Pyriten von der Gegenwart des Arsenopyrits in der betreffenden Mineralisationsperiode abhängig ist.

Molybdän kommt fast in allen Analysen vor. Sein Maximalgehalt wurde im Pyrit des Ganges Hilmar, wo er mit der Antimonitmineralisation assoziiert, festgestellt. Laut Studien von B. Cambel — J. Jarkovský (l. c.), haben aus hydrothermalen Lösungen bei niedrigerer Temperatur entstandene Pyrite höhere Mo-Gehalte.

Die übrigen festgestellten Elemente erachtet der Autor dieser Arbeit für heterogene Beimengungen. Ihrem Gehalt nach können in einigen Fällen die Generationen Pyrits unterschieden werden. Pyrit I. hat unverhältnismässig geringere Gehalte an Heterogenitäten als Pyrit III. oder Pyrit IV.

12. Arsenopyrit ist häufiges Mineral in den Gängen von Prakovce, Grellenseifen, Kojšov und Gelnica. Makroskopisch fehlt er nahezu gänzlich bei den Gängen

des Reviers Markus, am Zenderling und nicht einmal mikroskopisch wurde er bei den Gängen von Jaklovce festgestellt.

Bei den studierten Gängen kamen keine grösseren Kristalle vor. Im überwiegenden Teil der Vorkommen tritt Arsenopyrit in Form kompakter Zusammenballungen eines feinkörnigen quarz-pyrit-arsenopyritischen, manchmal nur quarz-arsenopyritischen Aggregates auf, oftmals in Gestalt von Streifen.

Da Arsenopyrit ein hohes Kristallisationsvermögen hat, kann in den Anschliffen auch in den feinstkörnigen Aggregaten die Bildung einzelner Körner der Grösse 0.01–0.8 mm, welche am Rande des Aggregates eine vollendet idiomorphe Begrenzung aufweisen (Taf. IV, Abb. 2) beobachtet werden. Die Kriställchen haben kurz- und langprismatischen Habitus.

Arsenopyrit zusammen mit Pyrit und Quarz wurde aus einer einheitlichen gelartigen Lösung auskristallisiert. Bei der Rekristallisierung dieses Gels bildet der Arsenopyrit sehr schöne Mikrot Texturen. Es entstanden idiomorphe Mineralkristalle, in deren Innerem höchstwahrscheinlich mangels Materials und infolge schneller Kristallisation sich Hohlräume mit spinnennetzförmiger Anordnung des Aggregates bildeten (Taf. VI, Abb. 2).

Unter Einfluss der Intermineralisationstektonik wurde der Arsenopyrit kataklasiert.

Das Reflexionsvermögen des Arsenopyrits wurde an 10 Proben gemessen. Es wurde typische Bireflexion festgestellt;

470 nm: R_{\min} 46.2–48.9 %, R_{\max} 49.2–50.7 %

546 nm: R_{\min} 48.2–49.9 %, R_{\max} 49.8–50.7 %

589 nm: R_{\min} 48.6–50.1 %, R_{\max} 49.9–51.5 %

650 nm: R_{\min} 48.6–50.7 %, R_{\max} 50.4–51.6 %.

In Abb. 12 und Tab. 21 wird der Wert und die charakteristische Dispersionskurve mit den festgestellten Maximalwerten der Doppelreflexion $R_{\max} - R_{\min}$ angeführt. Da in der Literatur sehr wenig Angaben über das Reflexionsvermögen des Arsenopyrits sind, werden die von J. A. E. Burke (1969, persönliche Mitteilung) festgestellten Werte und Kurve angeführt.

Die Härte des Arsenopyrits wurde aus 22 Anschliffen mit 100-g-Gewichten ermittelt und festgestellt, dass die gesamtheitliche Streuung der absoluten Härtewerte wie folgt beträgt: $VHN_{\min} - 782 \text{ kp/mm}^2$, $VHN_{\max} - 1146 \text{ kp/mm}^2$. Eine beträchtliche Anisotropie der Härte äusserte sich auch durch die Deformation des Abdruckes rhombischer Form, wobei die Maximalwerte der Anisotropie, errechnet aus den Längen der Diagonalen an demselben Abdruck die Werte 835 – 1146 kp/mm^2 erreichten. Die ermittelten Werte stimmen mit den Literaturangaben gut überein (F. Regásek 1967, S. H. U. Bowie — K. Taylor 1968, E. Pärnamaa 1963, S. I. Lebedeva 1963, B. B. Young — A. P. Millman 1964).

Tab. 20. Quantitative Spektralanalysen der Pyrite

Nr. An.	Lokalität, Probe Nr. Generation	Ag	As	Bi	Co	Cu	Mn	
1	Roberti — Gang Pyrit III.	5	—	0.1	0.001	0.3	0.022	0.019
2	Segen Gottes, 3. Hor. Pyrit III.	62	0.007	1.0	0.002	0.007	0.1	0.005
3	Segen Gottes, 4. Hor. Pyrit I.	1	—	0.59	0.002	0.039	0.17	Sp
4	Segen Gottes, 4. Hor. Pyrit IV.	1	—	Sp	0.005	0.028	0.008	0.012
5	Segen Gottes, 4. Hor. Pyrit I.	13	0.002	0.68	0.002	0.085	0.1	0.081
6	Segen Gottes, 4. Hor. Pyrit IV.	40	0.001	0.1	—	0.1	0.1	0.03
7	Segen Gottes, 6. Hor. sedimentär. Pyrit	37	0.004	—	0.014	0.026	0.1	0.1
8	Segen Gottes, 5. Hor. Pyrit I.	27	—	—	—	0.028	0.008	0.01
9	Markus — Gang Pyrit IV.	17	—	—	0.002	0.008	0.066	—
10	Camilla — Gang Pyrit III.	45	0.004	0.98	0.079	0.043	0.1	0.1
11	Mäsiarka — Gang anisotroper Pyrit	67	Sp	0.2	0.001	0.017	0.1	0.032
12	Johan Spillergrund Pyrit III.	76	0.004	1.0	0.017	0.019	0.1	0.079
13	Anna Relichová — Gang Pyrit III.	83	0.004	0.78	0.002	0.3	0.1	0.073
14	Hilmar — Gang Pyrit III,	102	0.001	0.955	0.003	0.023	0.034	—

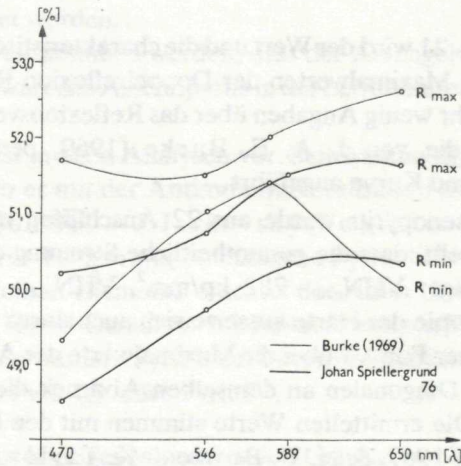


Abb. 12. Dispersionskurven des Reflexionsvermögens des Arsenopyrits (Standard Silicon)

Tab. 20 — Fortsetzung

Mo	Ni	Pb	Sb	Sn	Ti	V	Zn	Co/Ni
0.001	0.091	0.003	—	0.001	0.003	0.003	0.01	3.3 : 1
0.001	0.001	0.1	0.015	0.001	0.003	0.003	0.01	7 : 1
—	0.012	—	—	0.3	—	—	—	3.25 : 1
Sp	0.006	0.003	0.48	0.002	0.1	Sp	Sp	4.66 : 1
Sp	0.065	0.033	0.269	Sp	Sp	Sp	0.051	1.31 : 1
0.001	0.098	0.003	0.251	0.001	0.003	0.003	0.023	3.06 : 1
Sp	0.03	Sp	0.162	0.001	Sp	Sp	0.01	1 : 1.16
Sp	0.006	0.008	—	Sp	0.1	Sp	Sp	4.66 : 1
—	0.004	—	—	0.002	—	—	—	2.17 : 1
Sp	0.012	0.033	0.186	Sp	0.01	Sp	0.01	3.58 : 1
Sp	0.011	—	0.066	0.002	Sp	Sp	0.01	1.54 : 1
Sp	0.012	0.1	0.195	0.001	Sp	—	0.01	1.58 : 1
0.001	0.3	0.1	0.104	0.001	0.003	0.003	0.019	1 : 1 (?)
0.001	0.012	0.025	0.03	0.001	0.003	0.003	0.01	2 : 1

Tab. 21. Reflexionsvermögen der Arsenopyrite

Nr.	Lokalität, Autor	R(%)							
		470 nm		546 nm		589 nm		650 nm	
		R _{min}	R _{max}	R _{min}	R _{max}	R _{min}	R _{max}	R _{min}	R _{max}
1.	Johan Spillergrund	48.5	50.2	49.7	50.7	50.3	51.5	50.3	51.65
2.	E. A. J. Burke (1969)	49.3	51.7	51.0	51.4	51.4	52.0	50.0	52.6

Der *Chemismus* des Arsenopyrits wurde nur orientierungsmässig spektralanalytisch (Tab. 22) und laserspektralanalytisch ermittelt. Diese Analysen dokumentieren bedeutende Verwachsung des Arsenopyrits mit Quarz, Pyrit und weiteren Sulfiden. Auf Grund der Laserspektralmikroanalysen und des so ermittelten Co-Gehaltes kann etwa der ermittelte Arsenopyrit für Co-Arsenopyrit erachtet werden.

Tab. 22. Spektralanalysen der Arsenopyrite

Lokalität, P. Nr.	Ag	Al	As	B	Ba	Bi	Ca	Ca	Ca	Cr	Cu	Fe	K	Mg	Mn	Mo	Na	Ni	Pb	Sb	Si	Sn	Ti	V	Zn	
1 Gregori 4																										
2 Johan Spiller 76																										
3 Korunka 93																										
4 Hilmar 102																										

13. *Korynit*. Im Anschliff des Ganges Concordia traten gemeinsam mit Pyrit Körnchen eines weissen Minerals mit kremiger Nuance auf, welche zusammen mit Quarz und Pyrit III. in den kataklasierten Gersdorffit eindrangen. Anhand der Laserspektalmikroanalysen und röntgenometrisch wurde dieses Mineral als *Korynit* identifiziert.

Tab. 23. Röntgenometrische Identifikation der Korynite

Nr.	Korynit Concordia 70		Korynit Michejev (1957) Nr. 134			Gersdorffit Michejev (1957) Nr. 133		Ullmannit Michejev (1957) Nr. 135		Pyrit Michejev (1957) Nr. 124	
	I	p	I	d	hkl	I	d	I	d	I	d
1	3	4.05	—	—	—	—	—	5	4.15	—	—
2	1	3.60	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3	—	—	—	—	—	—	—	1	3.40	—	—
4	1	3.30	—	—	—	—	—	—	—	—	—
5	2	3.13	—	—	—	—	—	—	—	2	3.102
6	—	—	—	—	—	—	—	5	2.94	—	—
7	7	2.852	9	2.85	200	6	2.847	—	—	—	—
8	2	2.710	—	—	—	—	—	—	—	8	2.696
9	1	2.640	—	—	—	—	—	10	2.64	—	—
10	10	2.548	10	2.55	210	8	2.557	—	—	—	—
11	3	2.418	—	—	—	—	—	8	2.41	8	2.417
12	9	2.327	9	2.33	211	6	2.332	—	—	—	—
13	3	2.215	—	—	—	—	—	—	—	7	2.206
14	0.5	2.136	—	—	—	—	—	3	2.08	—	—
15	2d	2.015	3	2.02	220	4	2.02	—	—	—	—
16	0.5	1.961	—	—	—	—	—	3	1.98	—	—
17	2	1.933	1	1.91	300	2	1.898	3	1.87	6	1.908
18	0.5	1.809	—	—	—	—	—	8	1.78	4	1.796
19	9	1.717	9	1.71	311	8	1.725	1	1.701	—	—
20	0.5	1.653	3	1.65	222	—	—	—	—	—	—
21	6	1.634	—	—	—	2	1.641	5	1.640	10	1.629
22	6d	1.576	7	1.57	320	8	1.582	3	1.590	3	1.560
23	4d	1.529	8	1.51	321	6	1.524	—	—	—	—
24	—	—	—	—	—	—	—	1	1.475	4	1.498
25	2	1.447	3	1.40	410	—	—	2	1.430	6	1.444
26	—	—	—	—	—	—	—	2	1.390	—	—
27	—	—	—	—	—	1	1.270	3	1.290	—	—
28	2d	1.244	5	1.24	421	4	1.249	2	1.260	3	1.239
29	2d	1.211	3	1.21	332	2	1.218	—	—	4	1.208

Beim Vergleich der ermittelten d-Werte mit den Tabellenwerten für Gersdorffit, Korynit, Ullmannit und Pyrit (V. J. Michejev 1957) kann die ermittelte Probe ziemlich eindeutig als Pyrit-Korynit-Aggregat identifiziert werden (Tab. 23).

Aus dem Röntgenogramm wurde vom Autor die Gitterkonstante des Korynits $a_0 = 5.719 \pm 0.017 \text{ \AA}$ errechnet. Bei ihrem Vergleich mit den Literaturangaben über die Grösse der Gitterkonstanten der Glieder der Cobaltin-Gersdorffit-Ullmannit-Reihe (G. A. Harcourt 1942, F. Novák 1960 u. a.) kann erwo-gen werden, dass es sich tatsächlich um ein Übergangsglied der isomorphen Reihe Gersdorffit (NiAsS)-Ullmannit (NiSbS) handelt. Die Vergrößerung der Gitterkonstante des Korynits gegenüber jener des Gersdorffits lässt sich durch die Gegenwart von Sb im Gitter des Korynits deuten, was beim erforschten Mineral durch die Laserspektromikroanalyse bestätigt wurde (Tab. 24).

Tab. 24. Laser — Analyse von Korynit

Lokalität, Probe Nr.	wesentlich	untergeordnet	Spuren
Concordia 70	Ni As Sb	Fe Co	Cu Ag Bi Mg

Das Reflexionsvermögen des Korynits ist gegenüber jenem des Gersdorffits niedriger, aber höher als beim Galenit. Es ist offenkundig, dass dieses eine Funktion dessen chemischer Zusammensetzung ist. Korynit aus Dobšiná, der auch röntgenometrisch identifiziert wurde, hat sogar ein höheres Reflexionsvermögen als Gersdorffit. In Tab. 25 und in Abb. 13 wird die Dispersion des Reflexionsvermögens von Korynit, Gersdorffit und Galenit angeführt.

Tab. 25. Reflexionsvermögen der Korynit

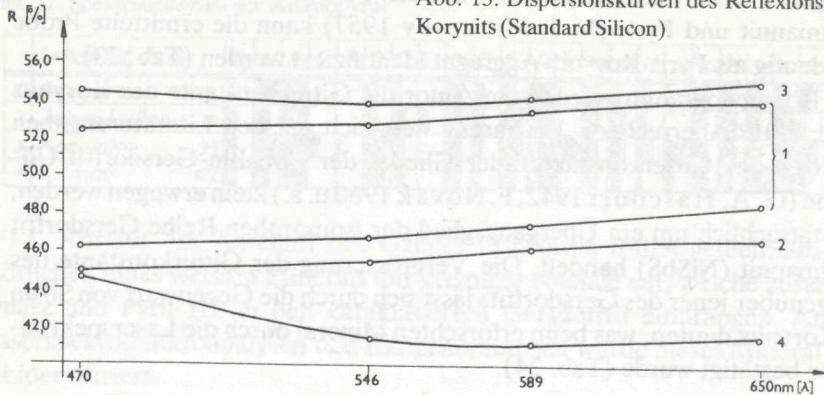
Mineral, Lokalität, Pr. Nr.		R(%)				VHN ₁₀₀ kp/mm ²
		470 nm	546 nm	589 nm	650 nm	
Gersdorffit, Mäsiarka	67	46.2	46.7	47.5	48.6	874
Korynit, Concordia	70	44.9	45.45	46.25	46.7	545
Korynit, Dobšiná		54.4	53.8	54.1	55.0	782
Galenit, Korunka	93	44.6	41.4	41.2	41.5	76.3

Die Mikrohärtte des Korynits, gemessen an zwei Körnern, erreichte den Wert VHN₅₀ 545 kp/mm².

Die Identifikation des Korynits hat vor allem für das gesamttheitliche Wissen um die Mineralogie der hydrothermalen Gänge des ZGE Bedeutung. Bislang beschrieben dieses Mineral aus Gängen von Dobšiná ohne nähere Identifikation K. Paďera (1955) und J. Hak (1956).

14. Hämatit kommt bei den studierten Gängen nur sporadisch vor. Makroskopisch kommt er nur bei den Gängen des Revieres Markus und akzessorisch auch an den Gängen von Jaklovce vor.

Abb. 13. Dispersionskurven des Reflexionsvermögens des Korynits (Standard Silicon)



In allen Fällen kommt Hämatit in Form von Schuppen, feiner und gröberer tafeliger Aggregate Specularits vor. Er bildet Anhäufungen, vereinzelt auch Adern im Siderit, Fe-Dolomit und selten auch im Quarz. Häufig assoziiert er mit Chalkopyrit, Tetraedrit und Pyrit, beim Gang Segen Gottes selten auch mit Zinnober, welcher einzelne Kristalle an den Specularitschuppen bildet.

Mikroskopisch bildet Specularit feinblättrige, durch Druck ziemlich stark deformierte, durchgebogene bis fächerförmige Aggregate (Taf. VI, Abb. 3).

Durch Messen wurden für die jeweiligen Wellenlängen folgende Werte des Reflexionsvermögens gefunden: 470 nm — R_e 27.8–32.0 %, R_w 32.0–32.5 %; 546 nm — R_e 26.7–30.3 %, R_w 30.3–30.7 %; 589 nm — R_e 25.6–30.0 %, R_w 30.0–30.5 %; 650 nm — R_e 23.9–26.6 %, R_w 26.7–26.9 %.

In Tab. 26 und in Bild 14 werden die charakteristischen Dispersionskurven des Reflexionsvermögens mit der festgestellten maximalen Bireflexion, und zum Vergleich auch die von K. Gehlen — H. Piller (1965a), S. Demirsoy (1968) sowie der Wert von E. V. Cameron (1963) angeführt.

Tab. 26. Vergleich des Reflexionsvermögens der Hämatite

Lokalität, Autor	R(%)								Bem.:
	470 nm		546 nm		589 nm		650 nm		
	R_e	R_w	R_e	R_w	R_e	R_w	R_e	R_w	
Segen Gottes	27.8	32.2	26.7	30.3	25.6	30.2	23.9	26.7	
Gehlen — Piller (1965)	28.0	31.5	26.3	30.1	25.1	28.8	22.8	26.5	
Demirsoy (1968)	27.4	31.3	26.1	29.9	24.8	28.9	22.6	25.9	
Cameron (1963)			28.0	32.1					542 nm

Durch Messung der *Mikrohärte* (100-g-Gewichte) wurde folgende Streuung der Werte für die Härte ermittelt: VHN_{min} 818 kp/mm^2 , VHN_{mit} 972 kp/mm^2 , VHN_{max} 1087 kp/mm^2 . Typisch sind die Deformationen der Abdrücke infolge physikalischer Anisotropie. Der Koeffizient der Anisotropie K_A beträgt für Hämatit 1.19.

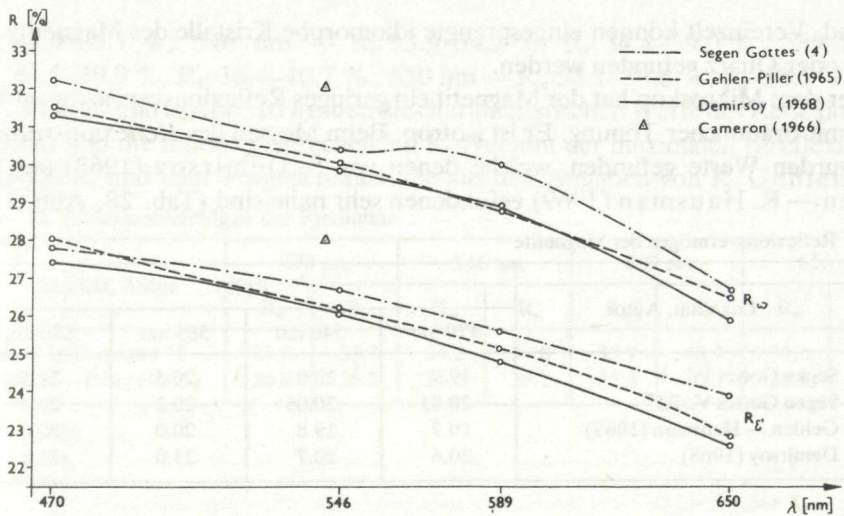


Abb. 14. Dispersionskurven des Reflexionsvermögens der Hämatite (Standard Carborundum)

Die Dichte des Hämatits bewegt sich in ihren Werten im Intervall 4.913–5.087 g.cm^{-3}). Diese Werte sind etwas niedriger als die in den Tabellen angeführten (5.256 g.cm^{-3}), was durch heterogene Beimengungen verursacht wird.

Der Chemismus des Hämatits wurde nur spektralanalytisch ermittelt (Tab. 27). Diese Analysen weisen eine verhältnismässig breite Vertretung verschiedener Elemente auf, von welchen einige (Mn, V, Ti, Ni, Co) im Gitter für isomorph erachtet werden und einige (Mg, Al, Cr, Mo, Cu) eine begrenzte Isomorphie im Gitter des Hämatits haben. Die übrigen Elemente müssen für heterogene Beimen-

Tab. 27. Spektralanalysen der Hämatite

Lokalität, Pr. Nr.	Ag	Al	As	Ba	Ca	Co	Cr	Cu	Fe	Ga	Hg	In	K	Mg	Mn	Mo	Ni	Pb	Si	Sn	Sr	Ti	Tl	V	Zn	
1 Segen Gottes IV. 5																									?	
2 Segen Gottes K. 27																										
3 Segen Gottes VI. 36																										
4 Otokar 33													?			?										
5 Libonni (sekund.) 55																										?

gungen aus verschiedenen mikroskopischen Einschlüssen von Gangmineralen erachtet werden.

Die Zufuhr von Stoffen der sulfidischen Subperiode verursacht infolge Steigerung der Schwefelkonzentration in hydrothermalen Lösungen die Musketovitisierung des Hämatits, d. h. seine Umwandlung zu Magnetit (Taf. VI, Abb. 4) durch teilweise oder völlige Verdrängung der Schüppchen oder Täfelchen Hämatits durch Magnetit.

15. Magnetit wurde mikroskopisch bei den Gängen Segen Gottes und Otokar festgestellt, wo er auf die oben geschilderte Art der Musketovitisierung von Hämatit

entstand. Vereinzelt können eingesprengte idiomorphe Kristalle des Magnetits im Siderit oder Quarz gefunden werden.

Unter dem Mikroskop hat der Magnetit ein geringes Reflexionsvermögen, graue Farbe mit bräunlicher Tönung. Er ist isotrop. Beim Messen des *Reflexionsvermögens* wurden Werte gefunden, welche denen von S. Demirsoy (1968) und K. Gehlen — K. Hausman (1969) gefundenen sehr nahe sind (Tab. 28, Abb. 15).

Tab. 28. Reflexionsvermögen der Magnetite

Nr.	Lokalität, Autor	R(%)			
		470 nm	546 nm	589 nm	650 nm
1	Segen Gottes IV., 4	19.9	20.0	20.5	20.5
2	Segen Gottes V., 22	20.05	20.05	20.2	20.3
3	Gehlen — Hausman (1969)	19.7	19.8	20.0	20.0
4	Demirsoy (1968)	20.6	20.7	21.0	21.1

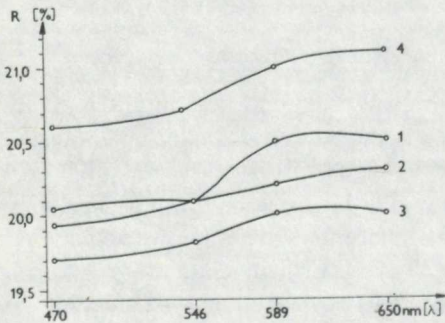


Abb. 15. Dispersionskurven des Reflexionsvermögens von Magnetit (Standard Carborundum) (1 — Segen Gottes 4; 2 — Segen Gottes 22; 3 — 4 — in K. Gehlen — K. Hausmann 1969)

Durch *Härtemessungen* wurden Werte von VHN_{100} 465–520 kp/mm^2 festgestellt, was in gutem Einklang mit den Literaturangaben ist.

16. Pyrrhotin kommt im studierten Gebiet sehr selten vor. Relativ am häufigsten kommt er an den „thermaleren“ Gängen von Prakovce und Grellenseifen vor. In überwiegender Masse handelt es sich um kleine, unter dem Mikroskop beobachtbare, in Quarz IV. und V. eingesprengte Körnchen. Selten kommen diese in Siderit vor. Größere Körner, bzw. Körnchenaggregate kommen nur an Stellen vor, wo sich ein üppigeres Pyrit-Markasit-Aggregat befindet. Es ist mehr als wahrscheinlich, dass sein ursprünglicher Gehalt bei den Gängen höher war, dass aber infolge der Konzentrationserhöhung des Schwefels im Verlaufe des hydrothermalen Prozesses, der ursprüngliche Pyrrhotin sich in Pyrit-Markasit-Aggregate verwandelte. In einigen Körnern kann ein fortgeschritteneres Stadium seiner Umwandlung zu Pyrit, Markasit und Magnetit beobachtet werden (Taf. VII, Abb. 1).

Durch Messen des *Reflexionsvermögens* wurden für die einzelnen Wellenlängen folgende Werte der Bireflexion festgestellt: 470 nm — R_w 30.9–31.0 %,

R_e 31.6–35.7 %; 546 nm — R_w 33.9–34.2 %, R_e 34.4–39.0 %; 589 nm — R_w 35.5–39.9 %, R_e 36.4–40.7 %; 650 nm — R_w 38.1–38.6 %, R_e 38.7–43.3 %.

In Tab. 29 und in Abb. 16 werden die charakteristischen Werte des Reflexionsvermögens und die ihnen entsprechenden Kurven mit der maximalen Bireflexion des Pyrrhotins, und zum Vergleich auch die aus den Angaben von K. Gehlen — K.

Tab. 29. Reflexionsvermögen der Pyrrhotine

Lokalität, Autor	470 nm		546 nm		589 nm		650 nm	
	R_w	R_e	R_w	R_e	R_w	R_e	R_w	R_e
Johan Spillergrund 76	31.0	35.7	34.2	39.0	35.9	40.7	38.6	43.3
Gehlen — Piller (1965)	30.9	36.2	34.0	39.2	35.8	40.6	38.6	42.5

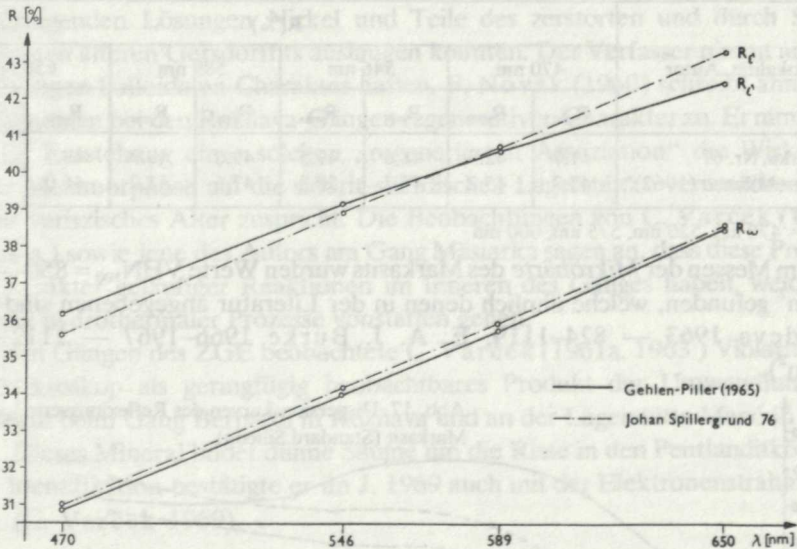


Abb. 16. Dispersionskurven des Reflexionsvermögens von Pyrrhotin (Standard Silicon)

Piller (1965b) konstruierte Kurve angeführt. Die Kurven stimmen praktisch überein.

Die Härte der Pyrrhotins wurde anhand von 50-g-Gewichten ermittelt; die gesamtheitliche Streuung d. VHN bewegt sich zwischen 293 und 370 kp/mm^2 . Die Werte ähneln jenen in der Literatur (F. M. Nakhla 1956 — 285 kp/mm^2 , S. H. U. Bowie — K. Taylor 1958 — 230–316 kp/mm^2 , S. I. Lebedeva 1963 — 214–343 kp/mm^2 , B. B. Young — A. P. Millman 1964 — 234–363 kp/mm^2 , E. A. J. Burke 1966–1967 — 247–390 kp/mm^2).

Der Chemismus des Pyrrhotins wurde nur anhand der spektralen Lasermikroanalyse an einer Probe körnigen Pyrrhotins vom Gang Anna Relichová festgestellt. Von den wesentlich vertretenen Elementen wurde bloss Eisen festgestellt, von den untergeordneten Ni, Cu, Mg und Mn, von den in Spuren vorhandenen Co und Si.

17. Markasit wurde nur in Proben, in denen gleichzeitig auch Pyrrhotin identifiziert wurde, zusammen mit Pyrit im Aggregat festgestellt. Sie bilden gemeinsam im Pyrrhotin Lamellen und selbständige Aggregate von verzweigter Struktur (Taf. VII, Abb. 1.).

Im reflektierten Licht unterscheidet er sich vom Pyrit durch weisere Farbe, niedrigeres Reflexionsvermögen, Bireflexion, geringere Härte und starke Anisotropie.

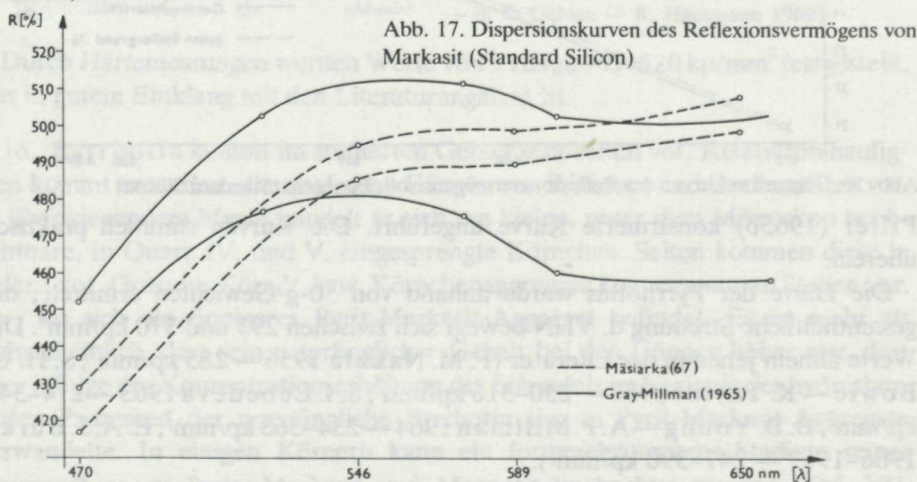
Durch Messung des Reflexionsvermögens wurden Werte ermittelt, welche jedoch der nicht besonderen Qualität der Oberfläche wegen, nicht für genau erachtet werden können (Tab. 30, Abb. 17).

Tab. 30. Reflexionsvermögen der Markasite

Lokalität, Autor	R(%)							
	470 nm		546 nm		589 nm		650 nm	
	R _{min}	R _{max}	R _{min}	R _{max}	R _{min}	R _{max}	R _{min}	R _{max}
Mäsiarka, Nr. 67	41.7	42.9	48.6	49.5	49.0	49.9	49.9	50.8
Gray — Millman (1962)*	43.7	45.2	47.7	50.3	47.6	51.2	46.0	50.3

* — $\lambda = 470 \text{ nm}, 520 \text{ nm}, 575 \text{ nm}, 600 \text{ nm}$

Beim Messen der Mikrohärtte des Markasits wurden Werte $VHN_{100} = 850-1170 \text{ kp/mm}^2$ gefunden, welche ähnlich denen in der Literatur angegebenen sind (S. I. Lebedeva 1963 — 824-1119, E. A. J. Burke 1966-1967 — 1112-1239 kp/mm^2).



18. Violarit. Beim Studium von Material des Ganges Mäsiarka wurde in jüngeren, die Siderit-Gersdorffit-Mineralisation durchdringenden, hauptsächlich von Quarz, Karbonat, Chalkopyrit, Pyrit-Markasit-Aggregat und Pyrrhotin ausgefüllten Adern auch ein Mineral gefunden, dessen optische Eigenschaften denen der

Minerale aus der Gruppe des Lineits ähneln. Röntgenometrisch und chemisch wurde dieses Mineral als Violarit identifiziert (M. Háber 1978).

Dieses Mineral kommt nur in mikroskopischen Körnchen von der Grösse bis 0.8 mm vor. Diese Körnchen haben unregelmässige Formen, grösstenteils in Richtung der Ader gestreckt (Taf. VII, Abb. 2). Das Körneraggregat hat den Charakter kollomorpher Baues. Durch Ätzung wurde der „bauschige“ Bau des Aggregates und die Randzone der fortgeschritteneren Rekristallisation betont.

Die Stellung des Violarits in der Sukzession. Da Violarit inmitten der Äderchen in kataklastischen Sprüngen in Siderit und Gersdorffit zusammen mit anderen sulfidischen Mineralen vorkommt und in Form selbständiger Äderchen in den Gersdorffit eindringt, erachtet der Autor dieses Mineral als eines der jüngsten. Seine Entstehung kann durch normale hydrothermale Prozesse gedeutet werden, wobei die durchdringenden Lösungen Nickel und Teile des zerstörten und durch Siderit verdrängten älteren Gersdorffits auslaugen konnten. Der Verfasser nimmt an, dass die Lösungen kolloidalen Charakter hatten. F. Novák (1960) schreibt ähnlichen Erscheinungen bei den Rožňava-Gängen regenerativen Charakter zu. Er nimmt an, dass die Entstehung einer solchen „regenerierten Assoziation“ die Wirkungen alpiner Metamorphose auf die siderit-sulfidischen Lagerstätten verursachen, welchen er variszisches Alter zuspricht. Die Beobachtungen von C. Varček (1961a, 1963 u. a.) sowie jene des Autors am Gang Mäsiarka sagen an, dass diese Prozesse den Charakter geläufiger Reaktionen im Inneren des Ganges haben, welche im Verlaufe hydrothermaler Prozesse vonstatten gehen.

An den Gängen des ZGE beobachtete C. Varček (1961a, 1963) Violarit unter dem Mikroskop als geringfügig beobachtbares Produkt der Umwandlung von Pentlandit beim Gang Bernardi in Rožňava und an der Lagerstätte Manó in Nižná Slaná. Dieses Mineral bildet dünne Säume um die Risse in den Pentlanditkörnern. Seine Identifikation bestätigte er im J. 1969 auch mit der Elektronenstrahlmikrosonde (C. Varček 1969).

19. Sphalerit ist an den Gängen im studierten Gebiet akzessorisches Mineral. Sein Maximalgehalt wurde bei den Gängen von Prakovce und beim Gang Hilmar festgestellt, wo Sphalerit in Assoziation mit Antimonit vorkommt. Die Zusammenballungen sind nicht gross. Sie erlangen manchmal die Grösse von einigen cm.

Makroskopisch hat er dunkelbraune bis zimtbraune Farbe, braunen Ritz und matten, an frischen Bruchstellen diamantenen Glanz.

Mikroskopisch kann der allotriomorphe, selten auch der hypidiomorphe Bau seiner Aggregate beobachtet werden. Er dringt an der Grenze der Körner und an den Spaltungsflächen des Karbonats vor. Sehr oft kommt er als unregelmässige Körner vor, in Form von Relikten im Chalkopyrit und Tetraedrit.

Interessant ist das Vordringen des Chalkopyrits an den Spaltungsflächen nach (110) in den Sphalerit. Er bildet schöne „rosenkranzartige“ bis aderige Gebilde (Taf. VII, Abb. 3).

Selten zementiert Sphalerit mit Chalkopyrit und Tetraedrit die kataklasierten Körner des Pyrit-Arsenopyrit-Aggregates. Das Verhältnis von Sphalerit und Antimonit beim Gang Hilmar ist nicht völlig gelöst, es kann aber das höhere Alter des Sphalerits angenommen werden.

Die optischen Eigenschaften der studierten Sphalerite entsprechen den Angaben in der Literatur. Systematischer wurde das Verhältnis des Reflexionsvermögens zum Gehalt an isomorphem Eisen ermittelt (M. Háber 1972). Das Reflexionsvermögen entspricht jenem von Sphalerit mit mittelmässigem Fe-Gehalt (um 6 %). Die R-Werte für verschiedene Wellenlängen werden in Tabelle 31 angeführt. Aus den angeführten Werten wurden spektrale Dispersionskurven konstruiert (Abb. 18).

Tab. 31. Reflexionsvermögen der Sphalerite

Nr.	Lokalität, Probe Nr.		R(%)			
			470 nm	546 nm	589 nm	650 nm
1	Anna Relichová	84	17.64	16.77	16.53	16.28
2	Korunka	93	17.68	17.06	16.30	16.65
3	Johan Spillergrund	76	17.47	16.97	16.69	16.39
4	Santander — 0.005 % Fe		16.93	16.20	15.92	15.77
5	Herja — 12.04 % Fe		18.33	17.74	17.42	17.06

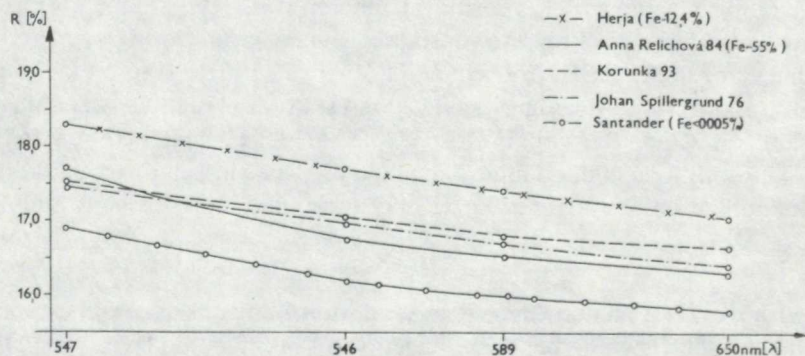


Abb. 18. Dispersionskurven des Reflexionsvermögens von Sphalerit (Standard Carborundum)

Die Härte des Sphalerits wurde hier an 10 Anschliffen ermittelt und ihre Werte (50-g-Gewichte) schwanken im Intervall von 187 kp/mm^2 bis 217 kp/mm^2 ($\text{VHN}_{\text{mit}} = 203 \text{ kp/mm}^2$).

Der Chemismus des Sphalerits wurde anhand lokaler Mikroanalysen mit der Elektronenstrahlmikrosonde bestimmt. Die Analysenergebnisse mit den Werten R_{546} und VHN_{50} , festgestellt in Nähe der analysierten Stellen des Sphalerits, werden in Tab. 32 angeführt.

Tab. 32. Chemische Zusammensetzung der Sphalerite

Nr. An.	Analyse (%)							R ₅₄₆ (%)	VHN ₅₀ kp/mm ²
	Zn	Fe	Cu	Mn	Cd	S	Σ		
1	59.8	5.9	0.01	0.005	0.3	33.5	99.5	16.9	210
2	60.0	5.9	0.01	0.005	0.3	33.6	99.8	16.8	215
3	61.6	4.7	0.01	0.005	0.3	33.3	99.9	16.7	225

Der Mikrochemismus des Sphalerits wurde anhand semiquantitativer Spektralanalysen verfolgt, deren Ergebnisse in Tabelle 33 angeführt werden.

Tab. 33. Spektralanalysen der Sphalerite

Lokalität, Pr. Nr.	Ag	Al	As	Ba	Bi	Ca	Cd	Co	Cu	Fe	Hg	In	Mg	Mn	Mo	Pb	Sb	Si	Sn	Sr	Ti	V	Zn
1 Zenderling 40	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
2 Zenderling *	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
3 Kojšov 62	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
4 Kojšov 62	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
5 Anna Relichova 86	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■

* Bernard J.H. (1961)

Wie aus den Analysen ersichtlich, haben die Sphalerite im studierten Gebiet üblichen Chemismus mit den geläufigen Assoziationen von Spurenelementen. Für isominerale Elemente erachtet der Verfasser auf Grund vieler Literaturangaben (siehe C. Varček et al. 1968) einen Teil des Fe, Cd, In, einen Teil des Mn und Hg. Für eine niedrigere Temperaturierung der Entstehung von Sphaleriten spricht der kontinuierliche Gehalt an Hg, welches für isomineral zu erachten ist im Hinblick darauf, dass bei den Gängen, aus welchen Sphalerit analysiert wurde, keine Hg-Mineralen vorkommen und dass auch im Tetraedrit der Hg-Gehalt sehr niedrig ist.

20. Chalkopyrit. Das Gebiet von Gelnica und Prakovce war einst berühmt durch seine Kupferförderung. Chalkopyrit ist eines jener Erzminerale, welche bereits in den ältesten mineralogischen Berichten dieses Gebietes Erwähnung finden.

Die reichsten Akkumulationen befinden sich in den Gängen von Prakovce. Reichhaltig war er auch in den östlichen Teilen der Gänge des Reviers Markus und Grellenseifen (Gang Camila). Geringere Mengen Chalkopyrits befinden sich an den nördlicheren Gängen und in nur akzessorischen Mengen kommt er bei den Gängen von Jaklovce vor.

Bei allen Gängen kommt Chalkopyrit in Gestalt körniger Aggregate, kleinerer Nester, Gallen, Einsprengungen und Imprägnationen in der Siderit- und Quarz-

gangfüllung vor. Er bildet auch kleine, mit dem Mikroskop beobachtbare Äderchen und die „Vernetzung“ zwischen den Sideritkörnern. Er zementiert ältere kataklasierte Minerale (Karbonate, Pyrit, Arsenopyrit, Gersdorffit u. a.) und seltener auch die Pseudomorphosen nach Pyrit (Taf. VI, Abb. 4). Beim Gang Markus sind einige Meter lange und bis zu 25 cm mächtige, von „gegossenem“ Chalkopyrit und Pyrit gebildete Apophysen bekannt.

Ausser dieser Hauptform des Vorkommens von Chalkopyrit bei Gängen, wurde bei mikroskopischen Beobachtungen Chalkopyrit in Form von kleinen Tröpfchen im Sphalerit festgestellt. Eines der jüngsten Minerale ist der mobilisierte Chalkopyrit in Gestalt etwa 1 mm mächtiger Äderchen gemeinsam mit Karbonat und Pyrit in der älteren Gangfüllung.

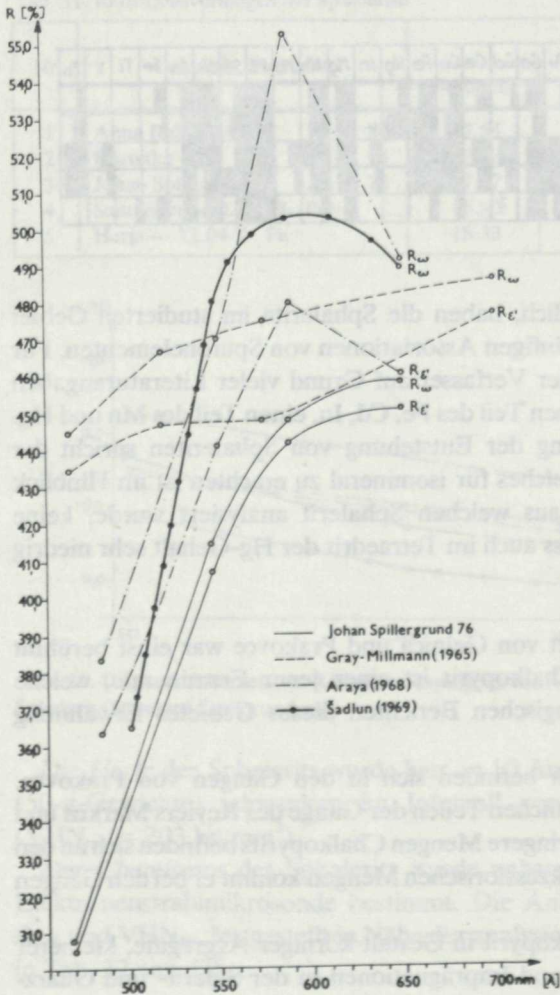


Abb. 19. Dispersionskurven des Reflexionsvermögens von Chalkopyrit (Standard Silicon)

Makroskopisch und *mikroskopisch* hat der Chalkopyrit die geläufigen physikalischen und optischen Eigenschaften. Das *Reflexionsvermögen* des Chalkopyrits wurde an 17 Präparaten ermittelt. An allen gemessenen Körnern wurden Werte der Bireflexion festgestellt. Die absoluten minimalen und maximalen Werte des Reflexionsvermögens für die einzelnen angewendeten Wellenlängen werden angeführt: 470 nm: R_e 29.3 %, R_o 32.0 %; 546 nm: R_e 39.7 %, R_o 43.5 %; 589 nm: R_e 42.4 %, R_o 45.8 %; 650 nm: R_e 43.4 %, R_o 47.4 %.

In Abb. 19 werden die charakteristischen Dispersionskurven von Chalkopyrit dargestellt. Die zugehörigen Werte werden in Tab. 34 angeführt.

Tab. 34. Reflexionsvermögen der Chalkopyrite

λ (nm)	1.		2.		3.		4.	5.
	R_e'	R_o	R_e'	R_o	R_e'	R_o	R	R
460								33.0
470	30.5	30.8	43.5	44.5			37.3	
486					36.35	38.35		
520			44.7	46.7				
546	40.7	41.5					48.3	
550					44.10	47.05		48.2
575			44.8	47.5				
589	44.2	44.5			48.0	55.3	49.8	
600								50.3
650	45.1	46.0			45.8	49.2	49.6	49.0
700			47.7	48.6				

1. — Johan Spillergrund Nr. 76

2. — Gray — Millman (1962)

3. — Araya (1968)

4. — Gehlen — Piller (1965)

5. — Schadlun et al. (1968)

Von den pshysikalischen Eigenschaften des Chalkopyrits wurde hier systematisch seine *Mikrohärte* an 50 Präparaten Chalkopyrits in Assoziation mit verschiedenen Mineralen verfolgt. Es wurde ein Schwanken der absolut minimalen und maximalen Werte im Intervall 175–245 kp/mm^2 festgestellt, wobei der Durchschnittswert aller Messungen bei 218,5 kp/mm^2 liegt. Die Schwankungen der VHN_{50} — werden in bedeutendem Masse von den Mineralassoziationen beeinflusst, in welchen der Chalkopyrit vorkommt. Chalkopyrit mit üppiger Beimengung kollomorpher Pyrits V hat bei allen studierten Proben die höchsten Werte — 223–245 kp/mm^2 . Chalkopyrit ohne mikroskopische Beimengungen hat niedrigere Werte — 190–210 kp/mm^2 .

Die gefundenen Werte der *Dichte* des Chalkopyrits schwanken im Intervall zwischen 4.10 und 4.49 g.cm^{-3} . Höhere Werte werden von den häufigen intimen Verwachsungen in Form von nicht abseparierbaren Körnern oder Adern mit Tetraedrit und Pyrit verursacht.

Tab. 35. Chemische und quantitative (*) Spektralanalysen der Chalkopyrite

An. Nr.	Lokalität, Pr. Nr.		Analyse (%)											unlös. Rückstd.	
			Cu	Sn	Ag	Fe	Zn	In	Pb	Bi	Sb	Mn	Ni		S
1	Roberti	6	34.79	0.008*	0.004*	30.06	0.04	—	—	0.013*	0.257*	—	—	35.17	0.25
2	Albrecht	22	33.68	0.04	0.002*	30.35	—	—	—	—	—	—	—	35.37	0.06
3	Segen Gottes 3. Hor.	66	34.59	0.003	—	29.95	—	0.001*	—	—	—	—	—	35.06	0.03
4	Segen Gottes 3. Hor.	61	32.87	0.012*	—	30.61	—	—	0.003*	—	—	—	—	35.71	0.06
5	Segen Gottes 3. Hor.	63	33.78	Sp.	Sp.	30.22	—	—	—	—	—	—	—	34.88	0.20
6	Segen Gottes 4. Hor.	1	33.83	Sp.	Sp.	30.55	—	—	—	—	—	—	—	36.00	0.03
7	Segen Gottes 4. Hor.	19	34.46	0.036*	Sp.	29.92	—	—	—	—	—	—	—	34.85	0.82
8	Otokar	36	33.48	0.007*	Sp.	30.98	—	—	—	—	—	—	—	35.55	0.23
9	Mäsiarka	47	33.62	0.01*	0.02	29.72	0,71	0.001*	0.026*	—	—	—	0.001*	35.44	—
10	Johan Spillergrund	76	33.65	0.04*	Sp.	29.90	0.15	—	—	—	—	0.016*	0.003*	34.80	1.56
11	Anna Relichová	85	33.97	Sp.	0.07	32.00	0.17	0.001*	—	—	—	—	0.003*	34.20	—
12	Korunka	93	34.29	Sp.	0.02	30.62	0.13	—	0.003*	0.003*	—	0.003*	0.001*	34.83	0.23
13	Katalin	104	33.88	0.08	Sp.	30.45	Sp.	—	—	—	—	—	—	34.98	0.26

Der Chemismus des Chalkopyrits wurde anhand von semiquantitativen und quantitativen Spektral- und von quantitativen chemischen Analysen verfolgt. Die mit Hilfe von Analysen ermittelten 24 Elemente (Tab. 35, 36) — können wie folgt eingeteilt werden in: wesentliche Elemente (Cu, Fe), isominerale Elemente (Ag, Cd, In, Sn, ein Teil Zn, As) und anisominerale Elemente (Al, Ba, Bi, Ca, Co, Hg, Mn, Mo, Ni, Pb, Sb, Si, Sr, Ti, V, ein Teil Zn). Die studierten Chalkopyrite haben ähnlichen Chemismus wie jene aus anderen Gebieten des ZGE.

Zinn ist ein charakteristisches, permanent in den Zips-Gömörer Chalkopyriten vorkommendes Element. Im studierten Gebiet wurden Gehalte im Intervall von Spuren Mengen bis 0.08 % festgestellt, was der bisher höchste Zinngehalt im Chalkopyrit des ZGE ist. Nachdem hier an den Gängen kein Sn-Mineral festgestellt wurde, erachtet der Autor seinen gesamten Gehalt im Chalkopyrit für isomorph.

Tab. 36. Spektralanalysen der Chalkopyrite

Lokalität, P. Nr.	Ag	Al	As	Ba	Bi	Ca	Cd	Co	Cu	Fe	Ge	Hg	In	Mg	Mn	Mo	Ni	Pb	Sb	Si	Sn	Sr	Ti	V	Zn	
1 Gregori 4																										
2 Gregori 5																										z
3 Roberti 12																										z
4 Markus 16																										z
5 Albrecht 18																										
6 Segen Gottes 21																										
7 Segen Gottes 23																										
8 Segen Gottes II. 52																										
9 Segen Gottes III. 63																										
10 Segen Gottes III. 66																										
11 Segen Gottes III-IV 61																										
12 Segen Gottes IV. 1																										z
13 Segen Gottes IV. 19																										z
14 Segen Gottes V. 27																										
15 Segen Gottes VI. 31																										
16 Segen Gottes VI. 38																										
17 Kalman 31																										
18 Otakar 32																										
19 Otakar 34																										z
20 Otakar 36																										z
21 Camila 45																										
22 Michaeli 52																										
23 Liborni 55																										
24 Mäsiarka 66																										
25 Mäsiarka 67																										
26 Johan Spielger 76																										
27 Anna Relichová 81																										
28 Anna Relichová 85																										
29 Frangepan 89																										
30 Korunka 93																										
31 Henrik 97																										
32 Erz Engel 99																										
33 Erz Engel 100																										z
34 Katalin 103																										z

Gemäss der quantitativen, aber auch bereits der semiquantitativen Analysen kann ein Sinken des Sn-Gehaltes in Chalkopyriten des studierten Gebietes in Richtung von Süd nach Nord konstatiert werden. Während sich der Sn-Gehalt an den Gängen des Reviers Markus von Spuren bis zu maximal 0.04 % bewegt, beträgt er bei den südlichsten Gängen 0.01 bis 0.08 %.

Silber pflegt, gemäss den Ausführungen mehrerer Autoren, häufiges isominales Element zu sein, obzwar seine isomorphe Vertretung mit Cu nicht völlig gelöst ist. Im studierten Gebiet bewegt sich sein Gehalt beim Gang Segen Gottes in Spuren-mengen und bei den übrigen Gängen in Mengen zwischen 0.004 und 0.07 % wobei die Gänge von Prakovce das Maximum aufweisen. Isomorph kommt Silber in erhöhtem Masse im Tetraedrit vor. Der erhöhte Ag-Gehalt im Chalkopyrit wird durch heterogene Beimengungen Tetraedrits verursacht. Auffällig ist die niedrige Konzentration Silbers bei den Gängen des Reviers Markus, welche durch den Ersatz von Silber in den Tetraedriten dieser Gangregion durch eine bedeutende Menge Quecksilbers, dessen Maximalgehalte auch in den Spektralanalysen der Chalkopyrite in Erscheinung treten, gedeutet werden kann.

Indium und Germanium wurden nur in einigen Proben festgestellt, wenngleich C. Lévy—J. Prouvost (1957) auf die Möglichkeit einer Diadochie von Fe—Sn—Ge im Chalkopyrit und auf isomorphe Verhältnisse zwischen Chalkopyrit, Stannin und Reniérit hinweisen. Sie können jedoch auch als an heterogenen Sphalerit und Tetraedrit gebundene Heterogenitäten interpretiert werden.

Obzwar der Autor den überwiegenden Anteil des Zinks im Chalkopyrit für an Sphalerit und Tetraedrit gebundene, anisominerale Gehalte erachtet, schliesst er dennoch — im Hinblick auf sein regelmässiges und permanentes Auftreten — nicht aus, dass ein gewisser Zn-Anteil diadochisch an das Gitter des Chalkopyrits gebunden ist.

Arsen kann wegen seines verhältnismässig niedrigen und permanenten Gehaltes für isomorphe Beimengung erachtet werden, welche im Chalkopyritgitter Schwefel vertritt. Bei den Gängen von Prakovce und Grellenseifen kann ein Teil seines Gehaltes auch als heterogene Beimengung in Form von Arsenopyrit und Tetraedrit interpretiert werden.

Im studierten Gebiet können gewisse räumliche Änderungen des Chemismus des Chalkopyrits beobachtet werden. Während Chalkopyrit aus dem Gebiet von Prakovce eine bedeutende Menge isomineraler (Ag, Zn, Sn) und anisomineraler Beimengungen (Bi, Ni, Pb u. a.) enthält, ist Chalkopyrit der Gänge des Reviers Markus sehr arm an isomineralen Beimengungen.

21. Tetraedrit. Nach dem Chalkopyrit ist Tetraedrit bei den studierten Gängen eines der geläufigsten Sulfide und Sulfosalze. Sein Gehalt, seine Verbreitung und sein Chemismus sind jedoch mehr differenziert. Während er an den Gängen von Jaklovce akzessorisch auftritt, bildet er bei den Gängen im Gebiet von Prakovce, Grellenseifen und Kojšov stellenweise markantere Konzentrationen, stellenweise

auch monominerale Apophysen von einigen cm Mächtigkeit (Segen Gottes). Er bildet kleinere Zusammenballungen, Nester, Äderchen auch Haarritzäderchen in der älteren Gangfüllung (Taf. VIII, Abb. 1). Er kommt in Assoziation mit Pyrit, Arsenopyrit, Chalkopyrit, Galenit, Sphalerit, Zinnober, Kobellit, Bournonit und selten auch mit Gersdorffit und Hämatit vor.

Da alle beobachteten Eigenschaften des Tetraedrits in einem bedeutenden Ausmasse von der Änderung seines Chemismus abhängig ist, sei dessen Diskussion der Beschreibung seiner Eigenschaften vorangestellt.

Eine bessere Vorstellung als die chemische Analyse bietet von der chemischen Zusammensetzung des Tetraedrits her seine kristallchemische Formel, für deren Berechnung hier die von E. K. Lazarenko (1956) applizierte Formel angewendet wurde. Bei der Berechnung wird von der Voraussetzung ausgegangen, dass das Tetraedritmolekül 13 Atome Schwefel enthält. Das Berechnungsverfahren wird anhand von Tabelle 37 klar.

Die angeführten kristallchemischen Formeln des Tetraedrits weisen auf eine merkliche Komplikation der Zusammensetzung des Tetraedrits hin:

Bei deren Vergleiche ist ersichtlich, dass allen erforschten Tetraedriten die Gegenwart von Sb und As gemein ist, wobei Sb ein klares Übergewicht hat. Der Vertretung dieser beiden Elemente nach kann der Grossteil der analysierten Tetraedrite in die *Gruppe der Tetraedrite* im engeren Sinne des Wortes eingereiht werden (E. K. Lazarenko 1956), da die As-Menge kleiner als 1 ist. Nur zwei Proben (Analyse Nr. 5 und 15) können in die *Gruppe der gemischten Tetraedrite* eingereiht werden, weil der As-Gehalt in der Formel grösser als 1 ist.

Charakteristisch für die studierten Tetraedrite ist die erhöhte Fe-Konzentration (0.95–7.60 %) sowie die erhöhte Zn-Konzentration (1.11–5.30 %) in deren Gitter. Einige Tetraedrite können als Ferrotetraedrite (Anal. Nr. 9, 10, 13) bezeichnet werden, andere, hauptsächlich aus dem Gebiet von Prakovce und Kojšov, als Fe-Zn-Tetraedrite (Anal. Nr. 11 u. 12).

Für das Gebiet der Gänge des Reviers Markus sind Tetraedrite mit erhöhtem Hg-Gehalt (4.99–12.65 %) typisch, sodass diese als *Schwazite* bezeichnet werden können.

Für die Tetraedrite aus dem Gebiet Prakovce ist die reihenmässige Steigerung des Ag-Gehaltes (0.13–0.44 %) gegenüber jenem der Tetraedrite aus den Gängen des Reviers Markus (0.01–0.03 %) kennzeichnend.

Die Spektralanalysen ergänzen und vervollständigen geeignetermassen den Chemismus der Tetraedrite (Taf. 38). Die ermittelten Elemente können eingeteilt werden in wesentliche Elemente und solche, die fast immer im Tetraedrit zugegen sind (Cu, Sb, As, Ag, Bi, Hg, Fe, Zn), Elemente problematischen Ursprungs (Au, Ge, In, Mo, Sn, Cd, Co, Ni, Pb) und heterogene Elemente (Al, B, Ba, Be, Ca, Cr, Mg, Mn, Si, Sr, Ti, V).

Das permanente Vorkommen von Cd in allen Proben aus den Gängen des Reviers

Tab. 37. Chemische Analysen der Tetraedrite

Nr. An.	Lokalität, Probe Nr.	Analyse (%)														Cu	Ag
		Cu	Ag	Hg	Fe	Zn	Cd	Pb	Sb	As	Bi	S	unlös. Rückst.	Σ			
1	Segen Gottes	15	35.09	0.01	4.89	1.22	4.60	0.07	—	26.45	1.23	0.06	24.29	0.46	98.37	35.84	0.01
2	Segen Gottes, III. Hor.	32	29.66	0.01	12.36	4.50	1.78	0.02	—	25.52	1.01	—	22.82	1.37	99.05	30.37	0.01
3	Segen Gottes, III. Hor.	61	36.18	0.02	5.54	1.77	4.77	0.07	0.05	26.02	0.96	0.01	24.31	0.18	99.88	36.30	0.02
4	Segen Gottes, IV. Hor.	43	34.89	0.02	5.00	1.40	5.20	0.03	—	26.35	1.11	—	24.17	0.71	98.88	35.54	0.02
5	Segen Gottes, IV. Hor.	5	36.57	0.02	7.76	3.86	1.10	0.03	—	18.29	6.20	0.02	24.77	0.61	99.23	37.08	0.02
6	Segen Gottes, IV. Hor.	1	33.62	0.01	8.24	1.63	3.00	0.06	—	26.03	0.51	0.02	24.14	0.23	99.51	35.88	0.01
7	Segen Gottes, VI. Hor.	31	40.71	0.03	0.25	5.43	1.27	—	—	20.81	4.42	0.19	25.17	0.42	98.70	41.42	0.03
8	Segen Gottes, VI. Hor.	33	35.85	0.01	7.69	1.63	3.09	0.07	—	25.85	1.26	0.05	24.00	0.38	99.88	36.03	0.01
9	Michaeli-Gang	49	32.43	0.12	0.58	7.29	3.34	0.03	0.04	26.13	1.36	0.22	24.41	3.16	99.11	33.80	0.13
10	Michaeli-Gang	53	36.77	0.42	0.22	5.62	3.03	—	0.06	24.31	2.33	0.25	23.02	1.07	97.10	38.28	0.44
11	Liborni-Gang	58	37.87	0.15	0.53	3.11	3.48	—	—	27.13	0.97	0.09	25.12	0.86	99.31	38.47	0.15
12	Anna Relichová	85	32.58	0.37	0.43	4.54	3.01	0.07	0.06	24.22	1.30	0.43	22.95	7.61	99.57	36.22	0.41
13	Erz Engel-Gang	99	36.77	0.33	—	6.80	0.63	—	—	26.77	0.78	0.48	24.90	0.45	97.85	37.75	0.34
14	Slovinky		37.61	0.44	0.30	3.57	2.71	0.03	—	26.80	1.46	0.65	25.22	0.59	99.38	38.07	0.45
15	Košické Hámre	34	39.58	0.09	4.27	0.94	3.27	—	—	18.53	6.26	0.03	25.79	0.63	99.38	40.09	0.09
16	Zlatá Idka, Anton-Stolle		23.90	11.16	0.09	4.73	2.80	0.15	0.36	27.21	0.28	0.03	23.25	0.93	94.89	25.43	11.87

Tab. 37 — Fortsetzung

Umberechnung auf 100 %									Kristallchemische Formeln der Tetraedrite
Hg	Fe	Zn	Cd	Pb	Sb	As	Bi	S	
4.99	1.25	4.70	0.07	—	27.01	1.26	0.06	24.81	$[\text{Cu}_{9.47}(\text{Fe}_{0.38}\text{Zn}_{1.21}\text{Hg}_{0.42}\text{Cd}_{0.01})_2\text{O}_2]_{11.49}(\text{Sb}_{3.73}\text{As}_{0.28}\text{Bi}_{0.03})_4\text{O}_2\text{S}_{13}$
12.65	4.61	1.82	0.02	—	26.13	1.03	—	23.36	$[\text{Cu}_{8.53}(\text{Fe}_{1.47}\text{Zn}_{0.50}\text{Hg}_{1.13})_3\text{O}_2]_{11.63}(\text{Sb}_{3.83}\text{As}_{0.24})_4\text{O}_7\text{S}_{13}$
5.56	1.77	4.78	0.07	0.05	26.10	0.36	0.01	24.38	$[\text{Cu}_{9.77}(\text{Fe}_{0.54}\text{Zn}_{1.13}\text{Hg}_{0.47}\text{Cd}_{0.01})_2\text{O}_2]_{12.24}(\text{Sb}_{3.67}\text{As}_{0.22})_3.89\text{S}_{13}$
5.09	1.43	5.30	0.03	—	26.84	1.13	—	24.62	$[\text{Cu}_{9.47}(\text{Fe}_{0.45}\text{Zn}_{1.37}\text{Hg}_{0.43}\text{Cd}_{0.01})_2\text{O}_2]_{11.73}(\text{Sb}_{3.73}\text{As}_{0.26})_3.99\text{S}_{13}$
7.87	3.91	1.11	0.03	—	18.55	6.29	0.02	25.12	$[\text{Cu}_{9.68}(\text{Fe}_{1.16}\text{Zn}_{0.28}\text{Hg}_{0.65}\text{Cd}_{0.01})_2\text{O}_2]_{11.78}(\text{Sb}_{2.53}\text{As}_{1.39})_3.92\text{S}_{13}$
8.30	1.64	3.02	0.06	—	26.24	0.51	0.02	24.32	$[\text{Cu}_{9.68}(\text{Fe}_{0.50}\text{Zn}_{0.79}\text{Hg}_{0.71}\text{Cd}_{0.01})_2\text{O}_2]_{11.69}(\text{Sb}_{3.69}\text{As}_{0.12})_3.81\text{S}_{13}$
0.25	5.52	1.30	—	—	21.17	4.50	0.19	25.62	$[(\text{Cu}_{9.99}\text{Ag}_{0.01})_{10.0}(\text{Fe}_{1.61}\text{Zn}_{0.03}\text{Hg}_{0.02}\text{Cu}_{0.62})_2\text{O}_2]_{12.28}(\text{Sb}_{2.83}\text{As}_{0.97}\text{Bi}_{0.02})_3.82\text{S}_{13}$
7.73	1.64	3.10	0.07	—	25.98	1.27	0.05	24.12	$[\text{Cu}_{9.80}(\text{Fe}_{0.51}\text{Zn}_{0.82}\text{Hg}_{0.65}\text{Cd}_{0.01})_1.99]_{11.79}(\text{Sb}_{3.69}\text{As}_{0.29})_3.98\text{S}_{13}$
0.60	7.60	3.48	0.03	0.04	27.23	1.42	0.23	25.44	$[(\text{Cu}_{8.71}\text{Ag}_{0.02})_{8.73}(\text{Fe}_{2.23}\text{Zn}_{0.87}\text{Hg}_{0.05}\text{Cd}_{0.01})_3\text{O}_2]_{11.89}(\text{Sb}_{3.73}\text{As}_{0.31}\text{Bi}_{0.02})_4.06\text{S}_{13}$
0.23	5.85	3.16	—	0.06	25.32	2.43	0.26	23.97	$[(\text{Cu}_{9.93}\text{Ag}_{0.07})_{10.0}(\text{Fe}_{1.81}\text{Zn}_{0.84}\text{Hg}_{0.02}\text{Pb}_{0.01})_2\text{O}_2]_{12.68}(\text{Sb}_{3.62}\text{As}_{0.56}\text{Bi}_{0.02})_4.20\text{S}_{13}$
0.54	3.16	3.53	—	—	27.56	0.98	0.09	25.52	$[(\text{Cu}_{9.89}\text{Ag}_{0.02})_9.91(\text{Fe}_{0.92}\text{Zn}_{0.88}\text{Hg}_{0.04})_1.84]_{11.75}(\text{Sb}_{3.70}\text{As}_{0.21}\text{Bi}_{0.01})_3.92\text{S}_{13}$
0.48	5.05	3.35	0.08	0.07	26.92	1.44	0.48	25.50	$[(\text{Cu}_{9.32}\text{Ag}_{0.06})_9.38(\text{Fe}_{1.48}\text{Zn}_{0.84}\text{Hg}_{0.04}\text{Cd}_{0.01}\text{Pb}_{0.01})_2\text{O}_2]_{11.78}(\text{Sb}_{3.61}\text{As}_{0.31}\text{Bi}_{0.04})_3.96\text{S}_{13}$
—	6.98	0.65	—	—	27.48	0.80	0.43	25.57	$[(\text{Cu}_{9.68}\text{Ag}_{0.05})_9.73(\text{Fe}_{2.04}\text{Zn}_{0.16})_2\text{O}_2]_{11.93}(\text{Sb}_{3.68}\text{As}_{0.17}\text{Bi}_{0.03})_3.88\text{S}_{13}$
0.30	3.61	2.74	0.03	—	27.13	1.48	0.66	25.53	$[(\text{Cu}_{9.78}\text{Ag}_{0.07})_9.85(\text{Fe}_{1.06}\text{Zn}_{0.68}\text{Hg}_{0.09}\text{Cd}_{0.01})_1.78]_{11.63}(\text{Sb}_{3.64}\text{As}_{0.32}\text{Bi}_{0.05})_4.01\text{S}_{13}$
4.32	0.95	3.31	—	—	18.76	6.33	0.03	26.12	$[(\text{Cu}_{9.92}\text{Ag}_{0.08})_{10.0}(\text{Fe}_{0.27}\text{Zn}_{0.81}\text{Hg}_{0.34})_1.42]_{11.42}(\text{Sb}_{2.46}\text{As}_{1.35})_3.81\text{S}_{13}$
0.09	5.03	3.00	0.16	0.38	28.96	0.30	0.03	24.74	$[(\text{Cu}_{6.74}\text{Ag}_{1.86})_8.60(\text{Fe}_{1.52}\text{Zn}_{0.76}\text{Hg}_{0.08}\text{Cd}_{0.02}\text{Pb}_{0.03})_2\text{O}_2]_{11.01}(\text{Sb}_{4.01}\text{As}_{0.07})_4.08\text{S}_{13}$

Markus und aus dem Gang Concordia gibt Grund zur Annahme von der isomorphen Form seines Vorkommens. Es ist interessant, dass seine höchsten Konzentrationen in diesem Gebiet, ähnlich wie auch in Rudňany (J. H. Bernard 1961b) und in Žakarovce (F. Regásek 1967), an Tetraedrite mit erhöhtem Hg-Gehalt gebunden sind.

Tab. 38. Spektralanalysen der Tetraedrite

Lokalität, R. Nr.	Ag	Al	As	Au	B	Ba	Be	Bi	Ca	Cd	Co	Cr	Cu	Fe	Ga	Hg	In	Mg	Mn	Mo	Ni	Pb	Sb	Sr	Te	Tl	V	Zn
1 Baniská 2																												
2 Gregari 4																												
3 Roberti 13																												
4 Segen Gottes 15																												
5 Segen Gottes 20																												
6 Segen Gottes III 66																												
7 Segen Gottes IV 43							?																					
8 Segen Gottes IV 5																												
9 Segen Gottes IV 1																												
10 Segen Gottes VI 31																												
11 Segen Gottes VI 33																												
12 Albrecht 22																												
13 Otakar 32																												
14 Otakar 34								?																				
15 Otakar 37																												
16 Camila 46																												
17 Michaeli 49							?																					
18 Michaeli 50							?																					
19 Michaeli 52																												
20 Michaeli 53																												
21 Roberti pole 54																												
22 Liborni 55																												
23 Liborni 58																												
24 Mäsiarka 66																												
25 Mäsiarka 67																												
26 Concordia 70																												
27 Johan Spiller 76																												
28 Anna Relichová 80																												
29 Anna Relichová 85																												
30 Erz Engel 97																												
31 Erz Engel 99																												
32 Katalin 104																												?
33 Slovinky																												
34 Koš Hámre 34																												
35 Koš Belá 20																												
36 Zlatá Idka (Anton)																												
37 Rožňava, Mária																												

Die Frage der Gegenwart von Pb in Tetraedriten ist umstritten. Wengleich der Autor dieser Arbeit nicht ausschliesst, dass ein Teil des Pb in den studierten Tetraedriten isomorphen Ursprungs ist — hauptsächlich bei den Gängen des Reviers Markus, wo keine Minerale mit Pb-Gehalten gefunden wurden — ist wahrscheinlich doch der grössere Pb-Anteil heterogen — im Hinblick auf seinen Maximalgehalt in den Proben aus dem Gang Roberti und aus den Prakovce-Gängen, in welchen Sulfosalze Pb, Bi, Cu und Sb oftmals heterogene Beimengungen darstellen.

Tab. 39. Reflexionsvermögen der Tetraedrite

Nr.	Lokalität, Autor	R(%)				Hg (%)
		470 nm	546 nm	589 nm	650 nm	
1	Hornhausen, Lévy, 1967 ¹⁾	32.0	33.0	33.2	31.6	Tetr. ²⁾
2	Korunka Nr. 93, Háber, 1971	31.0	31.1	31.2	30.3	0
3	Glück Auf Nr. 62, Háber, 1971	31.1	31.0	30.7	30.15	Tetr.
4	Segen Gottes Nr. 33, Háber, 1971	30.15	31.2	31.2	29.5	7.73
5	Tsumeb, Lévy, 1967	30.7	31.4	30.8	29.3	Tenn ³⁾
6	Famatina, Lévy, 1967	31.4	31.4	31.1	29.0	Tetr.
7	Segen Gottes Nr. 32, Háber, 1971	31.3	31.15	31.6	28.9	12.65
8	Jurkovič, 1960 ⁵⁾		32.1	30.4	28.0	Schw ⁴⁾
9	à Su, Huaron, Lévy, 1967	31.2	30.2	29.0	26.3	Tenn

¹⁾ — $\lambda = 460 \text{ nm}, 540 \text{ nm}, 580 \text{ nm}, 640 \text{ nm}$

²⁾ — Tetraedrite

³⁾ — Tennantite

⁴⁾ — Schwazit

⁵⁾ — $\lambda = 527 \text{ nm}, 589 \text{ nm}, 656 \text{ nm}$ (mit dem Hallimond-Photometer)

Sn wurde im überwiegenden Teil der Proben, hauptsächlich in jenen aus Gängen des Gebietes von Prakovce und aus dem Gang Roberti, festgestellt. Da bislang hier kein Sn-Mineral gefunden wurde, ist ein Teil seines Gehaltes für isomorph zu erachten, wo Sn im Gitter Cu-Ione vertritt; ein Teil des Gehaltes muss für heterogen, an den heterogenen Chalkopyrit gebunden betrachtet werden.

Au wurde bloss in drei Tetraedritproben festgestellt. Die Art seiner Bindung im Gitter ist nicht völlig klar. Dem minerographischen Studium nach scheint es, dass es sich hierbei um mikroskopische bis submikroskopische feine Kriställchen im Tetraedrit handelt (Taf. VI, Abb. 1).

Makroskopische Beschreibung. Tetraedrit kommt vorwiegend in makroskopisch massiven Aggregaten vor. An grobkörnigeren Aggregaten können manchmal Anzeichen von Absonderung oder Spaltbarkeit beobachtet werden. Sehr selten wurde eine kleine Anzahl kleiner Kriställchen (1–2 mm) von tetraedrischem Habitus zusammen mit feinen Kristallen Quarzes in Drusen Hohlräumen gefunden.

Die Farbe der Tetraedrite ist unter dem Mikroskop in einem bedeutenden Masse von der chemischen Zusammensetzung abhängig. Tetraedrit mit gesteigertem Hg-Gehalt aus den Gängen des Reviere Markus und Zenderling hat lichtere graukremige Farbe. Tetraedrite aus den übrigen Gangzonen haben grünlichbräunliche Schattierungen der grauen Farbe.

Das Reflexionsvermögen der Tetraedrite wurde hier an 8 Anschliffen gemessen. Die Streuung der ermittelten Werte für die verschiedenen Wellenlängen ist wie folgt: 470 nm: 30.15–31.3 %, 546 nm: 30.5–31.3 %, 589 nm: 30.49–31.6 %, 650 nm: 28.9–31.0 %. In Tabelle 39 werden die Werte des Reflexionsvermögens von 4 typischen Tetraedriten aus dem studierten Gebiet im Vergleich mit jenen von Tetraedriten einiger Autoren (C. Lévy 1967, I. Jurković 1960) und in Abb. 20 die Dispersionskurven des Reflexionsvermögens der Tetraedrite angeführt. Für das Reflexionsvermögen des Tetraedrits ist das Sinken des Reflexionsvermögens im Spektrum oberhalb 600 nm (im Gebiet des roten Lichtes) charakteristisch. Im grossen und ganzen kann konstatiert werden, dass Schwazit ein niedrigeres Reflexionsvermögen hat als Tetraedrit, wenngleich die Unterschiede unscheinbar sind. Ein merklich niedrigeres Reflexionsvermögen, jedoch mit ähnlichem Charakter der Dispersionskurven hat Tennantit (M. Háber 1977 u. a.).

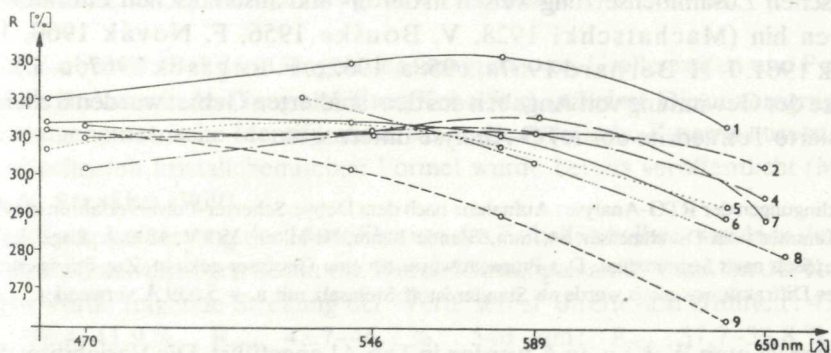


Abb. 20. Dispersionskurven des Reflexionsvermögens von Tetraedrit-Tennantit (Standard Carborundum) (1—9 — Analysenummern in Tab. 39)

Die Härte des Tetraedrits wurde an 50 Anschliffen mit 50-g-Gewichten ermittelt. Ihre Werte sind recht veränderlich und bewegen sich im Intervall zwischen 274 und 360 kp/mm^2 . Wie aus der graphischen Darstellung der Häufigkeit von VHN-Messungen in Abb. 21 ersichtlich, können die Tetraedrite auch anhand der Mikrohärtemessungen in zwei Gruppen aufgeteilt werden: eine mit einer Härte um 305 kp/mm^2

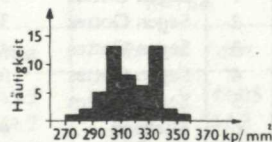


Abb. 21. Schaubild der Häufigkeit von Messungen der Mikrohärte (VHN_{50}) von Tetraedriten

und die zweite Gruppe mit einer Härte um 330 kp/mm^2 . Das erste Maximum entspricht dem Schwazit aus den Gängen des Reviers Markus und Zenderling. Das zweite Maximum entspricht den Tetraedriten der übrigen Gänge (M. Háber 1977).

Die Dichte der erforschten Tetraedrite bewegt sich im Intervall zwischen 4.34 und 4.78 g.cm⁻³. Das Verhältnis ihrer Änderung zum Gehalt an isomorphem Quecksilber und zur Grösse der Gitterkonstante a₀ ist aus Tabelle 40 ersichtlich.

Tab. 40. Dichte der Tetraedrite

Nr.	Lokalität, Probe Nr.		Dichte	Hg (%)	a ₀
1	Otokar	32	4.75	12.65	10.488
2	Segen Gottes	33	4.67	7.73	10.471
3	Michaeli	49	4.57	0.60	10.361
4	Liborni	58	4.63	0.54	
5	Anna Relichová	85	4.34	0.48	10.355

Auf das Verhältnis der Grösse der Gitterkonstante a₀ des Tetraedrits zur chemischen Zusammensetzung weisen in der in- und ausländischen Literatur viele Autoren hin (Machatschki 1928, V. Bouška 1956, F. Novák 1960, 1967, J. Hak 1961, J. H. Bernard 1957a, 1958a, 1962b, F. Regásek 1967, u. a.). Zum Zwecke der Gewinnung von Angaben aus dem studierten Gebiet wurden 8 chemisch analysierte Tetraedrite der RTG-Analyse unterzogen.

Die Bedingungen der RTG-Analyse: Aufnahme nach dem Debye-Scherrer-Pulververfahren in zylindrischer Kammer vom Durchmesser 64,1mm, Blende 1 mm, Ni-Filter, 35 kV, 18 mA. Lage des Films asymmetrisch nach Straumanis. Das Präparat wurde an eine Glasfaser geklebt. Zur Präzisierung der Lage des Diffraktionswinkels wurde als Standardstoff Steinsalz mit a₀ = 5.639 Å verwendet.

Die errechneten Werte a₀ in Å werden in Tab. 41 angeführt. Die Variabilität dieser Werte gibt die Veränderlichkeit der chemischen Zusammensetzung der Tetraedrite wieder. Vor allem nimmt auf ihre Grösse der Arsengehalt Einfluss. Tetraedrite mit

Tab. 41. Abhängigkeit der physikalischen und optischen Eigenschaften Tetraedrits von seiner chemischen Zusammensetzung

Nr. An.	Lokalität, Pr. Nr.		%				a ₀	R ₆₅₀ (%)	VHN ₅₀ (kp/mm ²)	D (gcm ⁻³)
			Hg	Ag	As	Fe				
1	Segen Gottes	32	12.65	0.01	1.03	1.61	10.488	28.9	306	4.78
2	Segen Gottes	33	7.73	0.01	1.27	1.64	10.471	29.5	306	4.67
3	Segen Gottes	45	4.99	0.01	1.26	1.25	10.462	—	317	—
4	Segen Gottes	61	5.56	0.02	0.96	1.77	10.413	—	306	—
5	Segen Gottes	5	7.87	0.02	6.29	3.01	10.379	—	306	—
6	Michaeli	49	0.60	0.13	1.72	7.60	10.361	29.8	328	4.57
7	Liborni	58	0.54	0.15	0.98	3.16	—	—	332	4.63
8	Anna Relichová	85	0.48	0.41	1.44	5.05	10.355	29.8	336	4.34
9	Erzengel	99	—	0.34	0.80	6.98	—	30.0	360	—
10	Košická Belá	34	4.35	0.09	6.33	0.95	10.281	—	358	—

erhöhtem As-Gehalt (Anal. Nr. 5, 10), haben eine kleinere Gitterkonstante. In Probe 5 ist jedoch infolge des hohen Hg-Gehalts ihr Wert höher als bei Probe Nr. 10. Sie ist jedoch grundlegend niedriger als bei den Tetraedriten-Schwaziten (Proben Nr. 1-4). Die höchsten a_0 -Werte (10.46–10.48 Å) haben jene Tetraedrite, bei denen sich der Wert des Gehaltes an isomorphem Hg zwischen 5 und 12.6 % bewegt. Bei den Gängen von Kojšov und Prakovce, wo der Hg-Gehalt in den Tetraedriten bis zu 0.6 % beträgt, sind auch die Gitterkonstanten bedeutend kleiner (um 10.36 Å).

Zum Schluss der Beschreibung des Tetraedrits wird eine Tabelle mit den physikalischen, optischen Eigenschaften und dem Chemismus einiger Tetraedrite des studierten Gebiets angeführt (Tab. 41). Je höher im Gitter des Tetraedrits der Quecksilbergehalt ist, umso grösser ist dessen Gitterkonstante a_0 , grösser die Dichte, niedriger das Reflexionsvermögen und geringer die Härte. Diese Schlussfolgerungen stehen im Einklang mit jenen der bereits genannten Autoren (A. S. Povarennych 1963, C. Lévy 1967, F. Regásek 1967 u. a.).

22. Kobellit. Bei den Gängen der Gangzone von Grellenseifen und Prakovce wurde vom Autor in der Gangausfüllung Kobellit identifiziert. Die minerographische und röntgenometrische Identifikation, sowie die chemische Zusammensetzung mit der errechneten kristallchemischen Formel wurde bereits veröffentlicht (M. Háber, V. Streško 1969).

Der Komplettisierung der Identifikation des Kobellits halber, wurde in der Folge sein Reflexionsvermögen bestimmt. Durch Messungen an 25 Punkten der Kobellitnadeln wurde folgende Streuung der Werte seiner Bireflexion ermittelt: 470 nm: R_{\min} 38.4–41.9 %, R_{\max} 42.7–46.7 %; 546 nm: R_{\min} 37.7–39.8 %, R_{\max} 40.6–44.1 %; 589 nm: R_{\min} 36.9–40.4 %, R_{\max} 40.5–43.2 %; 650 nm: R_{\min} 36.1–39.8 %, R_{\max} 39.8–43.6 %.

Aus den gemessenen Werten der Bireflexion von Kobellit des Ganges Korunka (Tabelle 42) wurden die charakteristischen Dispersionskurven des Reflexionsvermögens (Abb. 22) konstruiert.

Tab. 42. Reflexionsvermögen der Kobellite vom Gang Korunka

Nr.	R(%)							
	470 nm		546 nm		589 nm		650 nm	
	min	max	min	max	min	max	min	max
1	40.2	45.5	39.8	43.9	39.3	43.2	39.1	43.05
2	39.2	44.1	37.9	42.3	37.1	41.7	37.2	42.2
3	40.6	42.7	38.5	40.8	38.2	40.6	38.2	39.85

Im Jahre 1971 löste G. Míche an dem von uns studierten Mineral die Struktur des Kobellits. Bei dieser seiner Forschung stellte er folgende Grössen der Gitterkon-

stanten fest: $a = 22.575 \pm 0.003 \text{ \AA}$, $b = 34.104 \pm 0.004 \text{ \AA}$, $c = 4.038 \pm 0.006 \text{ \AA}$; $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$; Raumgruppe Pnmm (orthorhombische Symmetrie).

Der Autor führt auf Grund der gelösten Struktur und in Kombination mit der Analyse an der Elektronenstrahlmikrosonde folgende kristallchemische Formel des Kobellits vom Gang Korunka an: $12 \text{ PbS} \cdot 7(\text{Bi}_{0.56}, \text{Sb}_{0.44})_2 \text{ S}_3 \cdot 2(\text{Cu}_{0.56}, \text{Fe}_{0.44}) \text{ S}$, $Z = 2$.

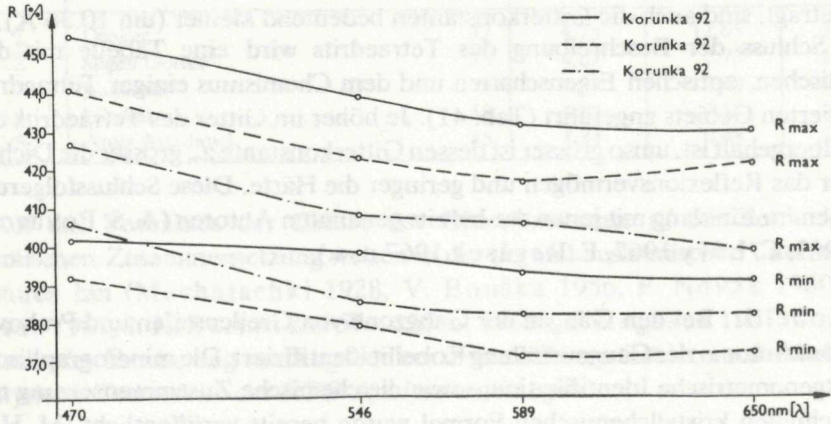


Abb. 22. Dispersionskurven des Reflexionsvermögens von Kobellit (Standard Silicon)

23. Cosalite. An den Gängen Anna Relichová und Mäsiarka wurde vom Autor dieses Beitrags makroskopisch und auch unter dem Mikroskop ausser Kobellit ein weiteres Sulfosalz unterschieden, welches zarte filzige radiale strahlige Aggregate und Nadeln im Siderit, Fe-Dolomit und in der quarz-tetraedrischem Gangausfüllung bildet. Beim Gang Anna Relichová identifizierte dieses Mineral J. H. Bernard (1964).

Mikroskopisch hat Cosalite ein höheres Reflexionsvermögen als Tetraedrit, in welchem es gestreckte Körner, Aggregate und selbständige Nadelchen (Tab. VIII, Abb. 2) bildet. Sein Reflexionsvermögen ist aber niedriger als das des Galenits. Die Bireflexion ist bedeutend stärker als beim Kobellit, jedoch konnten mangels geeigneter Körner ihre absolute Werte nicht bestimmt werden.

Von Kobellit unterscheidet er sich deutlich durch seine geringere Härte (50-g-Gewichte). Die Messungen ergaben eine Streuung ihrer Werte im Intervall 81.2 bis 122.0 kp/mm^2 ($\text{VHN}_{\text{mit}} = 97.3 \text{ kp/mm}^2$).

Beim Ätzen mit Standardreagenzien wurde eine stürmische Reaktion mit HNO_3 (1 : 1) und eine schwächere, länger andauernde mit HCl (1 : 1) festgestellt.

Cosalite zählt zu den jüngsten Mineralen der quarz-sulfidischen Mineralisations-etappe.

24. Bournonit kommt bei den studierten Gängen nur als Akzessorie vor und wurde makroskopisch nicht identifiziert.

Unter dem Mikroskop hat dieses Mineral grauweiße Farbe und zum Unterschied von Tetraedrit eine bläuliche Schattierung. Es hat ein offenkundig niedrigeres Reflexionsvermögen als Galenit und an der Korngrenze im Aggregat kann eine schwache Bireflexion beobachtet werden, die sich in Immersion verstärkt.

Die Messungen des Reflexionsvermögens ergaben folgende Streuung der Werte seiner Bireflexion (Tab. 43):

Tab. 43. Bireflexion der Bournonite

λ (nm)	R(%)					
	R_{\min}			R_{\max}		
	R_{\min}	R_{\max}	$R_{\max} - R_{\min}$	R_{\min}	R_{\max}	$R_{\max} - R_{\min}$
470	36.4	37.1	0.7	37.3	40.0	2.7
546	34.6	35.2	0.6	35.2	39.2	4.0
589	34.3	34.7	0.3	35.4	38.8	3.4
650	33.3	33.8	0.5	34.6	38.85	4.25

Aus der Tabelle kann sein positiver optischer Charakter erkannt werden, obzwar Bournonit ein zweiachsiges Mineral ist. Diese Charakteristik steht in Übereinstimmung mit den Literaturangaben (F. V. Čuchrov et al. 1969).

Auf Abb. 23 sind die Dispersionskurven des Reflexionsvermögens von Bournonit, zusammengestellt nach den Werten in Tabelle 44.

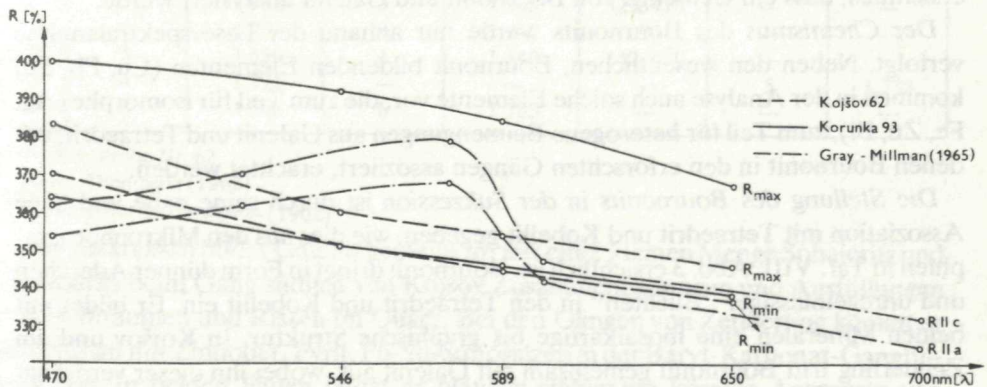


Abb. 23. Dispersionskurven des Reflexionsvermögens von Bournonit (Standard Silicon)

Bei gekreuzten Nicols ist Bournonit schwach anisotrop. Dieser Effekt ist besser an den Rändern der Körner und an den Zwillingslamellen in Immersion zu beobachten. An den pinakoidalen Schnittflächen kann eine für Bournonit sehr typische polysynthetische Lamellierung nach $\{110\}$ in zwei aufeinander fast senkrechten Richtungen (80°), welche die „parkettartige“ Struktur bilden, beobachtet werden.

Tab. 44. Reflexionsvermögen der Bournonite

Nr.	Lokalität, Autor	R(%)							
		470 nm		546 nm		589 nm		650 nm	
		R _{min}	R _{max}	R _{min}	R _{max}	R _{min}	R _{max}	R _{min}	R _{max}
1	Kojšov 62	37.0	38.3	35.1	36.0	34.5	35.4	33.7	34.6
2	Korunka 93	36.1	40.0	35.1	39.2	34.6	38.4	33.8	36.7
3	Gray-Millman 1962	35.4	36.2	36.2	37.0	34.2	34.7	32.4	33.2

Die Mikrohärtete des Bournonits wurde an 10 Abdrücken (50-g-Gewichte) ermittelt und ihre Werte bewegen sich zwischen 164 und 206 kp/mm² (VHN_{mit} = 181 kp/mm²). Die ermittelten Werte stehen im Einklang mit den Literaturangaben (F. M. Nakhla 1956, S. H. U. Bowie — K. Taylor 1958, E. Pärnamaa 1963, B. B. Young — A. P. Millman 1964 u. a.).

Die röntgenometrische Identifikation des Bournonits wurde nach dem Pulververfahren an einer Probe durchgeführt.

Analysenbedingungen: Das Material wurde anhand eines diamantenen Mikrobohrers gewonnen. Philips-Kammer, Ø 114 mm, Cu-Antikathode, Ni-Filter, Blende 0.5 mm, 40 kV, 24 mA, Expositions-dauer 16 Std.

Die gewonnenen Werte stimmen mit den Tabellenwerten von L. G. Berry — R. M. Thompson (1962) überein und sie werden in Tabelle 45 angeführt. Es ist ersichtlich, dass ein Gemenge von Bournonit und Galenit analysiert wurde.

Der Chemismus des Bournonits wurde nur anhand der Laserspektalanalyse verfolgt. Neben den wesentlichen, Bournonit bildenden Elementen (Cu, Pb, Sb) kommen in der Analyse auch solche Elemente vor, die zum Teil für isomorphe (Ag, Fe, Zn, Bi), zum Teil für heterogene Beimengungen aus Galenit und Tetraedrit, mit denen Bournonit in den erforschten Gängen assoziiert, erachtet werden.

Die Stellung des Bournonits in der Sukzession ist durch seine nahe und enge Assoziation mit Tetraedrit und Kobellit gegeben, wie dies aus den Mikrophotographien in Taf. VIII, Abb. 3 ersichtlich ist. Bournonit dringt in Form dünner Äderchen und unregelmässiger „Buchten“ in den Tetraedrit und Kobellit ein. Er bildet mit beiden Mineralen eine mosaikartige bis graphische Struktur. In Kojšov und am Zenderling tritt Bournonit gemeinsam mit Galenit auf, wobei ihn dieser verdrängt und einschliesst (Taf. VIII, Abb. 4).

25. Galenit kommt bei den Gängen im studierten Gebiet nur in geringeren Mengen vor. Makroskopisch wurde er nur bei den Gängen von Kojšov und Zenderling festgestellt. Bei den Gängen von Prakovce und Gelnica wurde er nur mikroskopisch festgestellt, während er in den Gängen von Jaklovce und jenen des Reviars Markus nicht einmal mikroskopisch festgestellt wurde.

Tab. 45. RTG — Identifikation der Bournonite

Nr.	1		2			3	
	I	d	I	d	hkl	I	d
1	—	—	3	5.79	011	—	—
2	—	—	0.5	4.75	111	—	—
3	4	4.36	4	4.37	020	—	—
4	4	4.08	3	4.08	200	—	—
5	3	3.91	3	3.90	002	—	—
6	3	3.85	—	—	—	—	—
7	4	3.70	8	3.68	210	—	—
8	5	3.43	—	—	—	9	3.423
9	4	3.34	—	—	—	—	—
10	4	3.26	2	3.27	112	—	—
11	9	2.969	4	2.99	220	10	2.964
12	2	2.903	1	2.90	022	—	—
13	3	2.818	2	2.82	202	—	—
14	10	2.733	10	2.74	130	—	—
15	8	2.678	4	2.69	212	—	—
16	8	2.591	5	2.59	310	—	—
17	0.5	2.498	—	—	—	—	—
18	3	2.367	1	2.37	113, 222	—	—
19	2	2.304	1	2.30	320	—	—
20	3	2.241	1	2.24	231	—	—
21	1	2.163	0.5	2.16	123	—	—
22	7	2.099	2	2.09	140	8	2.096
23	0.5	2.027	2	2.02	400	—	—
24	5	1.982	3	1.985	322, 410	—	—
25	5	1.951	3	1.945	004	—	—
26	5	1.850	4	1.848	142, 420	—	—
27	4	1.791	—	—	—	5	1.788
28	8	1.766	6	1.765	—	—	—

1. Kojšov, Probe Nr. 62

2. Berry-Thompson (1962)

3. Galenit, Berry-Thompson (1962)

Makroskopisch bildet Galenit gemeinsam mit einer kleinen Menge Sphalerits und Tetraedrits beim Gang südlich von Kojšov Zusammenballungen und Ausfüllungen von Hohlräumen und Rissen im Quarz. Bei den Gängen von Zenderling kommt er gemeinsam mit Zinnober, Pyrit, Pb-Sb-Sulfosalzen in der Baryt-Karbonat-Gangfüllung vor. In beiden Fällen bildet er bläulich-stahlgraue körnige Aggregate von ausgezeichneter Spaltbarkeit und oftmals hohem Metallglanz.

Mikroskopisch stellte der Autor Galenit an den Gängen von Prakovce und Grellenseifen fest.

Im reflektierten Licht hat er ein typisches Reflexionsvermögen und weisse Farbe. Oft kann gute Spaltbarkeit beobachtet werden (Taf. VIII, Abb. 4).

Beim Messen des *Reflexionsvermögens* des Galenits wurde hier folgende Streuung ihrer Werte ermittelt (Tab 46):

Tab. 46. Reflexionsvermögen der Galenite

Nr.	Lokalität, Autor		R(%)			
			470 nm	546 nm	589 nm	650 nm
1	Korunka	93	44.6	41.5	41.1	41.5
2	Kojšov	62	45.6	41.5	40.8	41.3
3	Zenderling	41	44.9	41.6	40.9	41.55
4	Gehlen-Hausmann	1969	45.5	42.4	41.8	42.1
5	Demirsoy	(1968)	47.9	43.8	43.1	43.7

Aus den gemessenen Werten wurden die spektralen Dispersionskurven des Galenit-Reflexionsvermögens (Abb. 24) konstruiert. Ihre Form ist dem charakteristischen Anwachsen des Reflexionsvermögens im Gebiet des roten Spektrums sehr ähnlich.

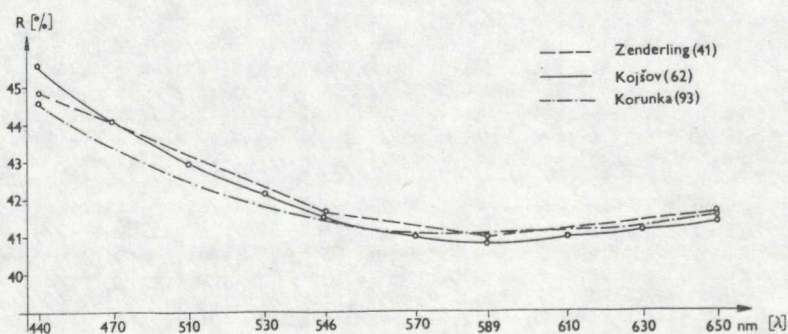


Abb. 24. Dispersionskurven des Reflexionsvermögens von Galenit (Standard Silicon)

Durch Messung der Mikrohärtigkeit des Galenits anhand von 25-g-Gewichten wurden Werte im Intervall zwischen 62.2 und 90.7 kp/mm² ($VHN_{mit} = 74.5$ kp/mm²) ermittelt.

Die röntgenometrische Analyse nach dem Pulververfahren bestätigte seine Identifikation.

Der Chemismus des Galenits wurde hier anhand von Spektralanalysen Tab. 47 und 48 verfolgt. Im Galenit von Kojšov stellte jedoch der Autor dieses Beitrags einen

Tab. 47. Spektralanalysen der Galenite

Lokalität, P. Nr.	Ag	Al	As	Ba	Bi	Co	Cd	Co	Cu	Fe	Hg	In	Mg	Mn	Mo	Ni	Pb	Sb	Si	Sn	Ti	V	Zn
1 Michaeli	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
2 Anna Relichová *	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
3 Anna Relichová 84	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
4 Frangepan 88	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
5 Korunka 93	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■

* Bernard J.H. (1961)

höheren Ag-Gehalt als 0.1 % fest. Da beim mikroskopischen Studium keinerlei Entmischungen von Ag-Mineralen gefunden wurden, ist es wahrscheinlich, dass es sich um eine isomorphe Beimengung handelt.

Tab. 48. Quantitative Spektralanalysen der Galenite

Lokalität, Probe Nr.		Elementen (%)							
		Ag	Bi	Cu	Fe	Mn	Sb	Sn	Zn
Kojšov	62	0.1	0.1	0.11	0.74	0.004	0.3	0.002	0.112
Zenderling ¹⁾		0.5	0.005	—	—	—	—	0.005	—
Slovinky ²⁾	303	0.3	1.15	0.44	0.05	—	—	—	Sp

¹⁾ Bernard (1961)

²⁾ Regásek (1967)

Der Wismutgehalt bewegt sich zwischen 0.005 und 0.5 %, was relativ einen hohen Gehalt darstellt.

Das erste Vorkommen von Schapbachit im ZGE im Gemenge mit Galenit an der Quarzlagerstätte von Švedlár beschrieb L. Drnzíková (1969). Schapbachit bildet hier prismatische Täfelchen bis Nadelchen, die nur bei hohen Vergrößerungen beobachtet werden können. Leider führt die genannte Autorin nicht die volle chemische oder spektrale Analyse des Gemenges an (in der angeführten Analyse fand sie kein Ag). Im Röntgenogramm des Gemenges weist nur eine markantere Linie (2,87 Å) auf die Gegenwart von Schapbachit hin. Die übrigen „unbesetzten“ Reflexe gehören wahrscheinlich dem Bournonit an (siehe Berry — Thompson 1962). Da an den Körnern des Galenits von Kojšov vom Verfasser unter dem Mikroskop eine schwache Anisotropie festgestellt wurde und auch die Ag- und Bi-Gehalte mittelmässig sind, nimmt er an, dass in dem Galenit zumindest submikroskopische Entmischungen Schapbachits vorkommen.

Die Eingliederung des Galenits in die Sukzession der Mineralisation ist wegen seines unscheinbaren Vorkommens in den Gängen ziemlich schwierig. Da er im Quarz vorkommt, welcher in Form von Äderchen die ältere quarz-sulfidische Mineralisation durchschneidet, und stellenweise sein Eindringen in den Tetraedrit beobachtet werden kann, nimmt der Autor an, dass er als einer der jüngsten Minerale der quarz-sulfidischen Mineralisation entstand.

26. Gold. Gold wurde an den studierten Gängen nur im Ausnahmefall beobachtet. Es befindet sich in Form unscheinbarer Körnchen oder Kriställchen quadratischen Querschnitts von der Grösse 0.00X mm vereinzelt eingeschlossen in Chalkopyrit, Pyrit, Tetraedrit (Tab. VI, Abb. 1), Bournonit und Gersdorffit. Es ist von auffällig lichtgelblicher Farbe, hat hohes Reflexionsvermögen — viel höher als Pyrit (vergleiche Abbildung) — und niedrige Härte. Eine Verwechslung mit einem anderen Mineral ist bei der Beobachtung unter dem Mikroskop nicht möglich. Die

spektral festgestellten Au-Gehalte in einigen Mineralen haben ihren heterogenen Ursprung in der oben angeführten Form des Goldvorkommens.

27. Wismut. Reines Wismut wurde bei den studierten Gängen nur mikroskopisch als Akzessorie in den Intergranulaten des Kobellitaggregats festgestellt. Es entstand wahrscheinlich als Zerfallsprodukt einer festen Lösung (Taf. IX, Abb. 1) und im Reaktionssaum zwischen dem Kobellit-Tetraedrit-Aggregat und Chalkopyrit (M. Háber — V. Streško 1969).

Bei der mikroskopischen Beobachtung der Anschliffe können vereinzelte Körnchen bemerkt werden, die manchmal idiomorphe Begrenzung erlangen. Manchmal haben sie eine gerippeähnliche Entwicklung. Im reflektierten Licht hat es cremig-rosige Farbe und hohes Reflexionsvermögen.

Durch Messen des Reflexionsvermögens wurden hier Werte ermittelt (Tab. 49), aus denen die Dispersionskurven der Reflexion konstruiert wurden (Abb. 25).

Tab. 49. Bireflexion der Wismute

Lokalität, Probe Nr.		R(%)							
		470 nm		546 nm		589 nm		650 nm	
		R ω	R ϵ'	R ω	R ϵ'	R ω	R ϵ'	R ω	R ϵ'
Korunka	93	54.4	57.4	59.2	62.7	61.5	65.1	63.4	66.4
Johan Spillergrund	76	55.9	60.0	62.5	68.5	62.5	68.5	62.8	69.3

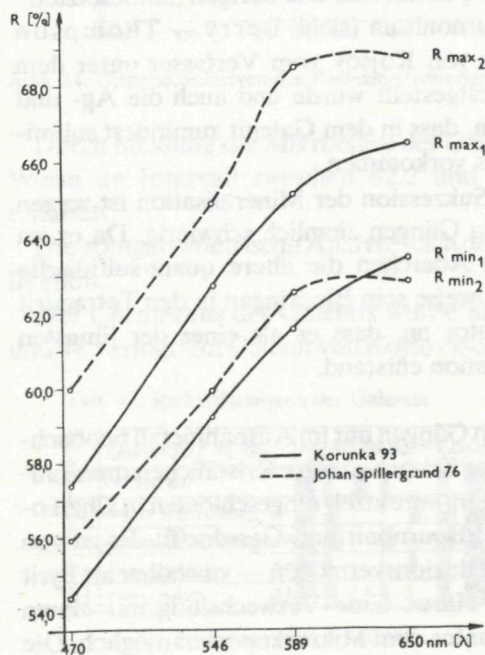


Abb. 25. Dispersionskurven des Reflexionsvermögens von Wismut (Standard Silicon)

Bei der Ermittlung der *Mikrohärte* des Wismuts an zwei Abdrücken, wurden bei Anwendung von 10-g-Gewicht die Werte 18–24 kp/mm² festgestellt, welche mit den Literaturangaben gut übereinstimmen.

Bei gekreuzten Nicols ist Wismut stark anisotrop, wodurch es sich vom reinen Kupfer unterscheidet, mit welchem es bei so geringen Mengen verwechselt werden könnte.

28. Zinnober. Das Vorkommen konzentriert sich im studierten Gebiet auf dessen nordöstlichen Teil. Bei den Siderit-Baryt-Gängen von Jaklovce wurde sowohl kristalliner primärer, als auch pulverförmig erdiger Zinnober festgestellt. Bei den Gängen des Reviers Markus kommt er hauptsächlich an den Gängen Otokar und Segen Gottes vor. Sein Maximalgehalt besteht an der Lagerstätte Zenderling, wo er schon seit langem gefördert wurde — jedoch hauptsächlich zu Anfang dieses Jahrhunderts. Bei den Gängen von Grellenseifen, Kojšov und Prakovce kommt Zinnober nicht vor. Beim Gang Roberti (südöstlich von Gelnica) kommt in dessen östlichem Teil eine unscheinbare Menge pulverförmigen Zinnobers an Limonit vor.

Makroskopisch und mikroskopisch ist Zinnober ein sehr charakteristisches Mineral, hauptsächlich seiner Farbe wegen. Er kommt in Form von kleinen zinnoberroten kristallinen Aggregaten, manchmal auch in grösseren Anhäufungen, in zwei mineralischen Grundassoziationen vor:

1. Bei den Gängen des Revieres Markus und in Jaklovce kommt Zinnober zusammen mit Tetraedrit, Chalkopyrit, Specularit in der Siderit- und Quarz-Gangfüllung vor, wo er höchstwahrscheinlich durch Oxydationsprozesse an der Lagerstätte — Zersetzung des Tetraedrits-Schwazits entstand. In einigen Fällen kann mikroskopisch gleichzeitig die Entstehung kleiner unregelmässiger Körnchen Chalkopyrits als Bestandteil des Zerfalls beobachtet werden (Tab. IX, Abb. 2). Gleichzeitig kann aber nicht ausgeschlossen werden, dass Zinnober, als jüngstes Sulfid an den Rissen des Quarzes auch primäre Konzentrationen bilden konnte; ebenso an den Rissen des Tetraedrits und an den Schüppchen des Specularits.

2. Am Zenderling kommt Zinnober in der oben beschriebenen Paragenese vor, wie seine ältere Generation. Er kommt an dieser Lagerstätte hauptsächlich in Assoziation mit Baryt, Cu-, Sb-, Fe-, (Jamesonit, Boulangerit, Bournonit) und Pb-, Hg-, Sb-Sulfosalzen („Gelnicit“), Galenit und Pyrit vor, wobei er in dieser Assoziation eines der jüngsten Minerale ist. Er bildet körnige Aggregate, Zusammenballungen und Äderchen in älteren Mineralen, aber auch selbständige, manchmal idiomorph begrenzte Kriställchen von der Grösse bis zu 0.5 cm. Am häufigsten kommt Zinnober an dieser Lagerstätte in Gestalt von Niederschlägen, Beschlägen und Imprägnationen in tektonisch stark angegriffenen (mylonitisierten) Porphyroiden vor. Die beschriebene Assoziation tritt in Form von unregelmässigen kurzen Äderchen, Linsen, Zusammenballungen und Imprägnationen im Gestein auf (Taf.

IX, Abb. 3), die wahrscheinlich in einer selbständigen Mineralisationsperiode, oder womöglich sogar -etappe (?), entstand.

Im reflektierten Licht hat Zinnober lichtgraue Farbe mit bläulicher Schattierung. Sein Reflexionsvermögen ist geringer als das des Tetraedrits, jedoch höher als das Reflexionsvermögen des Sphalerits. Es kann eine sehr charakteristische starke Bireflexion mit Farbeffekt (rosafarbene-lichtkremige Schattierung) beobachtet werden, welcher in der Immersion noch betont wird.

Bei der Messung der Bireflexion an 30 Zinnoberkörnchen wurden folgende maximalen und minimalen Werte der Bireflexion festgestellt (Tab. 50):

Tab. 50. Bireflexion der Zinnober

Nr.	Lokalität, Pr. Nr.		R(%)							
			470 nm		546 nm		589 nm		650 nm	
			R ω	R ϵ'	R ω	R ϵ'	R ω	R ϵ'	R ω	R ϵ'
1	Zenderling	40	25.9	30.4	23.9	29.05	23.9	28.2	22.7	26.9
2	Zenderling	41	25.25	29.5	24.0	29.1	23.5	27.5	22.5	26.65
3	Otokar	32	25.6	26.9	24.7	25.9	24.9	25.1	23.6	24.9
4	Segen Gottes	37	25.7	28.5	24.2	27.5	23.5	26.7	23.0	25.7

Aus den angeführten Werten wurden die charakteristischen Dispersionskurven des Reflexionsvermögens des Zinnobers konstruiert (Abb. 26).

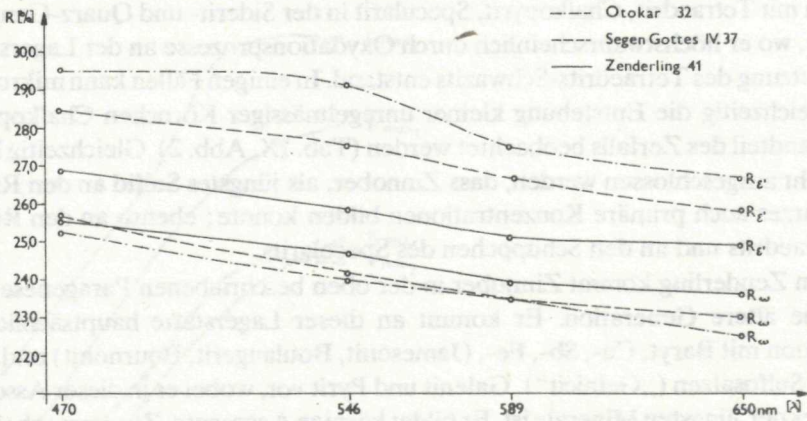


Abb. 26. Dispersionskurven des Reflexionsvermögens von Zinnober (Standard Carborundum)

Bei gekreuzten Nicols wird die allotriomorphe, mosaikartige Struktur des Zinnoberaggregats sehr schön ausgeprägt (Taf. IX, Abb. 3), wobei sich die Größe der einzelnen Körner im Aggregat zwischen 0.0X und 0.X mm bewegt. Zinnober ist stark anisotrop, wobei jedoch der Effekt der Anisotropie durch starke blutrote Innenreflexe überdeckt wird.

Durch Messen der Härte des Zinnobers mit 15-g-Gewicht wurden folgende absoluten Werte gefunden: $VHN_{\min} = 23.7\text{--}39.6 \text{ kp/mm}^2$, $VHN_{\max} = 38.4\text{--}101.0 \text{ kp/mm}^2$, $VHN_{\text{mit}} = 32.2\text{--}50.5 \text{ kp/mm}^2$. Bei den Messungen wurde eine bedeutende Anisotropie der Härte festgestellt, welche sich in der Änderung des Abdruckes in einen rhombischen äusserte. Die maximale Anisotropie erreicht an einem Abdruck den Wert $VHN_{15} = 23.7\text{--}101 \text{ kp/mm}^2$.

Der Chemismus des Zinnobers wurde anhand von nur drei Laserspektralanalysen verfolgt aus welchen ersichtlich ist, dass der Chemismus des Zinnobers sehr einfach ist. Sämtliche Nebenelemente (Cu, Fe, Sb und Mg) können als dem Siderit, Chalkopyrit und den Sulfosalzen zugehörige, heterogene Beimengungen erachtet werden.

29. Quecksilber. An der Lagerstätte Zenderling und in den oberen Teilen des Ganges Otokar wurden vom Verfasser unter dem Mikroskop kleine Tröpfchen puren Quecksilbers in Assoziation mit Zinnober, Tetraedrit und Fe-Dolomit festgestellt. Hauptsächlich kommt es jedoch am Zenderling, in Form von kleinen Tröpfchen in den Sprüngen und an den Flächen der Schieferung zumal bei graphitischen Schiefen vor. Laut M. Kuthan (1941) sollen hier einmal ziemlich grosse, mit metallischem Quecksilber gefüllte Hohlräume gewesen sein.

Unter dem Mikroskop bildet Quecksilber isometrische ovale sehr kleine Tröpfchen (0.00X mm) in den Intergranulaten des Zinnobers oder Schwazits, welche diesen in Zinnober und Chalkopyrit zerlegen. Es hat ein hohes Reflexionsvermögen.

Sein Vorkommen kann einerseits durch Oxydationsprozesse und Zerfall von Schwazit an der Oberfläche gedeutet werden, andererseits in der Nähe von graphitischen Schiefen auch durch topomineralische Einflüsse von Gesteinen auf durchdringende hydrothermale Lösungen mit Gehalten an Hg-Verbindungen.

30. Boulangerit. Beim mikroskopischen Studium von Haldenmaterial aus dem Gebiet des Zenderling stellte der Autor einige, bereits optisch gut unterscheidbare Sulfosalze fest. An dieser Lagerstätte beschreibt, jedoch ohne sie zu identifizieren, auch L. Drnžíková (1960) die Sulfosalze I., II. und III.

Von diesen Sulfosalzen gelang es dem Verfasser bisher Boulangerit in Form von Nadeln und grösserer isometrischer Körner im feinkörnigen Aggregat des bisher nicht beschriebenen Minerals, eines Pb-Hg-Sb-Sulfosalzes, zu identifizieren.

Im reflektierten Licht hat Boulangerit grauweiße Farbe mit bläulicher Schattierung, verhältnismässig hohes Reflexionsvermögen und schwache Bireflexion. Bei gekreuzten Nicols ist er anisotrop, jedoch sind die Effekte der Anisotropie schwächer als bei dem Pb-Hg-Sb-Sulfosalz.

Der Chemismus der Nadelchen, Täfelchen und der feinkörnigen Grundmasse wurde anhand von Mikroanalysen mit der Elektronenstrahlmikrosonde verfolgt. In Taf. X, Abb. 1 und 2 werden die Elektronenbilder von Pb und Hg zum Zwecke der

Konzentrationsbestimmung in den studierten Mineralen angeführt. Durch quantitative Feinbereichsanalysen mit der Elektronenstrahlmikrosonde wurde folgende Zusammensetzung des Minerals ermittelt: Pb 54.3 %, Hg 0.1 %, Sb 26.4 %, S 19.0 %, Summe 99.7 %. Die kristallchemische Formel, errechnet aus der Analyse, lautet: $\text{Pb}_{4.86} \text{Sb}_{4.03} \text{S}_{11}$ ($5\text{PbS} \cdot 2\text{Sb}_2\text{S}_3$). Sie stimmt gut mit der theoretischen Formel des Boulangerits $\text{Pb}_5 \text{Sb}_4 \text{S}_{11}$ (F. V. Čuchrov et al. 1960) überein.

31. Das Sulfosalz Pb-Hg-Sb-S. An der Lokalität Zenderling stellte der Verfasser in einigen Adern im Porphyroid ein Aggregat sulfidischer Minerale fest. Dieses Aggregat bestand aus einem Sulfosalz unbekannter Zusammensetzung, Boulangerit, Galenit und Zinnober. Da ein Bericht über seine Identifikation von uns veröffentlicht wird, werden in dieser Arbeit nur die Hauptangaben seiner Identifikation angeführt.

Im reflektierten Licht hat das Mineral grauweiße Farbe und ein etwas geringeres Reflexionsvermögen als Galenit. An der Grenze der Körner im Aggregat kann Bireflexion beobachtet werden. Durch Messung wurden folgende Werte gefunden: 470 nm: R_{\min} 39.8 %, R_{\max} 42.2 %; 546 nm: R_{\min} 38.4 %, R_{\max} 40.5 %; 589 nm: R_{\min} 37.6 %, R_{\max} 39.9 %; 650 nm: R_{\min} 36.0 %, R_{\max} 38.0 %. Aus ihnen wurde die Dispersionskurve des Reflexionsvermögens konstruiert (Abb. 27).

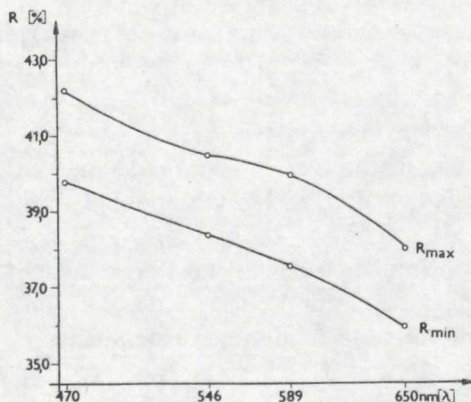


Abb. 27. Dispersionskurven des Reflexionsvermögens von Sulfosalz Pb—Hg—Sb—S ("Gelnicit") (Standard Silicon)

Die Messungen der Mikrohärtigkeit anhand 50-g-Gewicht ergaben VHN_{50} -Werte von 107 bis 165 kp/mm^2 .

Die röntgenometrisch ermittelten Werte (Tab. 51) stimmten mit keinem bekannten Sulfosalz überein.

Der Chemismus der Minerale wurde anhand der Elektronenstrahlmikrosonde studiert. Auf Grund der durchgeführten qualitativen Flächenanalysen wurde festgestellt, dass sich an der Zusammensetzung des unbekanntes Minerals Pb, Hg, Sb und

Tab. 51. Röntgenometrische Identifikation von natürlichem und synthetischem „Gelnicit“

Nr.	1		2		3		4		5		6		
	L.	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I
1	5.51	10	—	—	—	—	5.60	—	—	—	—	—	—
2	5.29	10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3	5.17	10	—	—	—	—	—	—	5.10	0.6	—	—	—
4	5.07	10	—	—	—	—	5.076	3	—	—	—	—	—
5	4.61	10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
6	4.54	10	—	—	—	—	4.558	1	—	—	—	—	—
7	4.12	10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
8	4.07	10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4.03	8
9	3.99	20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
10	3.93	18	3.95	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
11	3.83	11	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
12	—	—	—	—	—	—	—	—	3.75	8	3.76	8	—
13	3.69	10	3.68	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
14	—	—	—	—	—	—	3.566	9	—	—	—	—	—
15	3.53	10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
16	3.52	14	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
17	3.51	18	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
18	3.48	50	3.48	9	—	—	—	—	—	—	—	—	—
19	—	—	—	—	3.442	9	—	—	3.45	7	3.42	10	—
20	3.37	100	3.39	10	—	—	—	—	—	—	3.20	2	—
21	3.31	15	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
22	3.28	10	—	—	—	—	—	—	3.28	4	—	—	—
23	3.14	12	—	—	—	—	3.121	4	—	—	3.11	8	—
24	3.06	12	—	—	—	—	3.045	9	—	—	—	—	—
25	3.01	25	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
26	2.99	30	—	—	—	—	—	—	2.99	10	—	—	—
27	2.99	35	2.983	9	—	—	—	—	—	—	—	—	—
28	2.96	90	—	—	2.965	10	—	—	—	—	2.95	—	—
29	2.92	18	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
30	2.91	25	2.897	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—
31	2.87	18	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
32	2.86	20	—	—	—	—	—	—	2.86	6	—	—	—
33	2.85	22	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
34	2.84	18	2.840	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
35	2.82	15	—	—	—	—	—	—	—	—	2.81	8	—
36	2.79	20	2.784	3	—	—	2.757	9	—	—	—	—	—
37	2.72	12	—	—	—	—	—	—	—	—	2.72	9	—
38	2.70	13	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
39	2.66	10	—	—	—	—	2.670	6	2.67	6	—	—	—
40	2.59	10	—	—	—	—	2.598	4	—	—	—	—	—
41	—	—	—	—	—	—	2.511	9	—	—	—	—	—
42	2.46	10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
43	—	—	—	—	—	—	2.427	3	—	—	—	—	—
44	2.41	10	—	—	—	—	—	—	2	6	—	—	—
45	2.37	15	—	—	—	—	—	—	—	—	2.37	3	—
46	2.33	12	2.328	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
47	2.31	12	2.305	2	—	—	—	—	—	—	2.31	8	—

Tab. 51 — Fortsetzung

Nr.	1		2		3		4		5		6	
	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I
48	2.26	12	—	—	—	—	2.271	5	2.27	7	2.25	8
49	2.20	11	—	—	—	—	2.217	5	—	—	—	—
50	2.19	12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
51	2.18	11	—	—	—	—	—	—	—	—	2.17	2
52	2.16	10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
53	2.12	13	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
54	2.11	17	2.115	2	—	—	—	—	—	—	2.11	3
55	2.09	65	2.097	4	2.093	10	2.087	8	—	—	—	—
56	2.06	12	2.057	3	—	—	—	—	—	—	2.05	9
57	2.04	14	—	—	—	—	—	—	2.03	2	2.04	9
58	1.988	12	1.991	2	—	—	1.990	2	—	—	—	—
59	1.951	11	1.958	1	—	—	—	—	—	—	1.967	3
60	1.917	10	—	—	—	—	1.933	10	1.93	4	—	—

1 — „Gelnicit“ synthetisch

2 — „Gelnicit“ Zenderling

3 — Galenit (Michejev V. I., 1957)

4 — Antimonit (Michejev V. I., 1957)

5 — Livingstonit (Michejev V. I., 1957)

6 — Jamesonit (Michejev V. I., 1957)

S beteiligen (Taf. X, Abb. 1, 2, 3 a, b, c, d). Anhand von quantitativen Feinbereichanalysen wurde folgende chemische Zusammensetzung des ermittelten Minerals festgestellt: Pb 42.6 ± 0.2 %, Hg 8.3 ± 0.1 %, Sb 29.4 ± 0.2 %, S 19.6 ± 0.2 %, Summe 99.9 %. Aus den Analyseergebnissen wurde die kristallchemische Formel des Minerals berechnet: $Pb_{5.04} Hg_{1.01} Sb_{5.91} S_{15}$ ($5PbS \cdot HgS \cdot 3Sb_2S_3$).

Da keine Möglichkeit bestand die optischen, physikalischen und röntgenometrischen, an einem natürlichen Mineral gewonnenen Werte mit einem anderen Mineral zu vergleichen, wurde ein Mineral bei Laborbedingungen zubereitet. Es wurde festgestellt, dass die optimale Temperatur für die Mineralsynthese um $400^\circ C$ liegt. Bei dieser Temperatur entstand ein Gemenge von zwei Mineralen — ein nadeliges (Nadeln von der Länge 1.5–2 cm) und ein feinkörniges Aggregat. Bei der röntgenometrischen Erforschung wurde im feinkörnigen Aggregat eine Mineral — „Phase“ festgestellt, welche praktisch mit dem natürlichen Mineral identisch ist (Tab. 51). Anhand qualitativer Flächenanalysen an der Elektronenstrahlmikrosonde wurde festgestellt, dass in der Grundmasse des Aggregates Pb, Hg, Sb und S gemeinsam mit kleinen Körnchen Zinnober vorkommen.

Es wird hier angenommen, dass das unbekannte Mineral ein neues, bisher nicht festgestelltes Sulfosalz mit der kristallchemischen Formel $5PbS \cdot HgS \cdot 3Sb_2S_3$ ist. Da es an der Lagerstätte Zenderling nahe Gelnica festgestellt wurde, entschloss sich der Verfasser dieser Arbeit vorläufig die Bezeichnung „Gelnicit“ anzuwenden.

Nach Lösung der Struktur dieses Sulfosazes wird es zur Billigung als neues Mineral unterbreitet.

32. X—Mineral. Beim Gang Otokar wurde vom Autor bei der mikroskopischen Erforschung von Zinneraggregaten ein Mineral beobachtet, welches optische Eigenschaften, ähnlich denen des Metacinnabarits aufwies. Es bildet entlang jüngerer Risse im Zinner Körnchen, aber auch unregelmässige Körner im Tetraedrit. Es hat grauweisse Farbe mit rosa Schattierung. Das Reflexionsvermögen ist mittelmässig, jedoch geringer als beim Zinner und nur um wenig höher als beim Sphalerit. Die Härte $VHN_{25} = 106-120 \text{ kp/mm}^2$ ist höher als beim Zinner. Bei gekreuzten Nicols wurde vereinzelt Druck-Zwillingslamellierung beobachtet. Es hat keine Innenreflexe, welche typisch für Zinner sind. Es reagiert mit keinem Standardreagens.

33. Y—Mineral. Im Aggregat mit Zinner, Schwazit und dem X-Mineral (Metacinnabarit?) stellte der Verfasser am Gang Otokar unscheinbare Körnchen eines Minerals fest, das zu identifizieren es nicht gelang. Es schliesst kleine Körner Chalkopyrits ein.

Das Mineral hat grauweisse Farbe mit grünblauer Schattierung. Das Reflexionsvermögen ist nur gering niedriger als beim Schwazit, jedoch höher als beim Zinner. Es hat merkbare Bireflexion. Seine Härte ist niedriger als die des Tetraedrits, jedoch höher als die des Zinner. Die Anisotropie ist ziemlich stark und an einigen Körnern kann Zwillingslamellierung beobachtet werden. Diese wird teilweise durch orangerote Innenreflexe überdeckt.

Es entstand wahrscheinlich während der Oxydation von Schwazit, bei dessen Zerfall während des gleichzeitigen Entstehens von Zinner, Chalkopyrit und evtl. auch von Metacinnabarit (?).

34. Kalzit. Zählt bei den studierten Gängen zu den rarerer Mineralen. Es wurde nur in dünnen Äderchen, welche die ältere siderit- und quarz-sulfidische Mineralisation durchstossen, festgestellt. Sehr selten zementiert es Bruchstücke der älteren Gangfüllung (Segen Gottes, IV. Horizont). Der Verfasser erachtet es für das jüngste Mineral der quarz-sulfidischen Mineralisationsetappe.

Es hat weisse Farbe. Die Grösse der Kristalle erreicht in den Drusen Hohlräumen maximal 1 cm. Die Dichte bewegt sich innerhalb der Grenzen von 2.631 und 2.705 g.cm^{-3} (im Durchschnitt 2.695 g.cm^{-3}), was Literaturangaben entspricht. Seine Identifikation wurde röntgenometrisch durchgeführt (Tab. 52).

Der Chemismus wurde hier nur anhand von qualitativen Spektralanalysen verfolgt (Tab. 53). Die durch die Analysen ermittelten Elemente können eingeteilt werden in wesentliche — Ca; isominerale — Sr, zum Teil Mn, Fe, Mg, Ba; problematische — Ag, Cu; anisominerale (heterogene) — Al, As, Bi, Co, Hg, In, K, Na, Ni, Sb, Pb, Ti, V, Zn, teilweise Fe, Mg, Mn und Ba.

Tab. 53. Spektralanalysen der Kalzite

Lokalität, P. Nr.	Ag	Al	As	Ba	Bi	Ca	Co	Cu	Fe	Hg	In	K	Mg	Mn	Ni	Pb	Sb	Si	Sr	Ti	V	Zn	
1 Segen Gottes IV. 1																							
2 Zenderling 40																							
3 Kojšov 59																							

Tab. 52. RTG — Identifikation des Kalzits

Nr.	1.		2.	
	I	d	I	d
1	2	4.56	—	—
2	2	3.86	2	3.849
3	4	3.33	—	—
4	10	3.024	10	3.029
5	2	2.832	—	—
6	6	2.722	—	—
7	5	2.484	5	2.490
8	5	2.279	6	2.277
9	2	2.119	—	—
10	5	2.087	7	2.088
11	6	1.903	8	1.912
12	6	1.864	9	1.869

1. Kalzit, Segen Gottes, 12
 2. Kalzit, Michejev (1957)

35. Antimonit. Kommt nur im östlichen und südöstlichen Teil des studierten Territoriums vor. Laut Angaben aus verschiedenen Berichten und verschiedener Literatur wurde Antimonit an selbständigen Quarzgängen in der Nähe von Kojšov (Podlazič, Glück auf, Rimarka, Erzengel und Hilmar) gefunden. Beim Studium verarbeitete der Autor die Vorkommen von Antimonit von Halden des Ganges Rimarka und des Ganges Hilmar.

In beiden Fällen kommt Antimonit in Form von fein- bis mittelkörnigen Aggregaten, manchmal mit Andeutungen prismatischen oder nadeligen Habitus der Kristalle vor.

In reflektieren Licht ist er weiss. Auch ohne Anwendung der Immersion kann an den verschieden orientierten Flächen der Körner im Aggregat unterschiedliches Reflexionsvermögen beobachtet werden (Tab. XI, Abb. 1). Aus den Werten der Bireflexion (Tab. 54) wurde die Dispersionskurve des Antimonit-Reflexionsvermögens (Abb. 28) konstruiert.

Die Härte des Antimonits wurde hier anhand 20- und 50-g-Gewicht ermittelt. Fast bei jedem Abdruck wurde Anisotropie seiner Härte festgestellt. Die absoluten VHN-Werte bewegen sich im Intervall $VHN_{\min} = 86.7 \text{ mm}^2$, $VHN_{\max} = 154$

kp/mm². Die maximale Anisotropie der Härte, festgestellt an einem Abdruck, hatte die Werte 115–154 kp/mm².

Tab. 54. Reflexionsvermögen der Antimonite

λ (nm)	R(%)			
	R _{max} (IIc)	R _{min} (IIb)	R _{mit} (IIa)	R _{max} — R _{min}
470	48.6	31.2	41.6	17.4
546	45.1	30.55	40.1	14.55
589	42.1	29.7	39.3	12.4
650	40.25	29.1	37.5	11.5

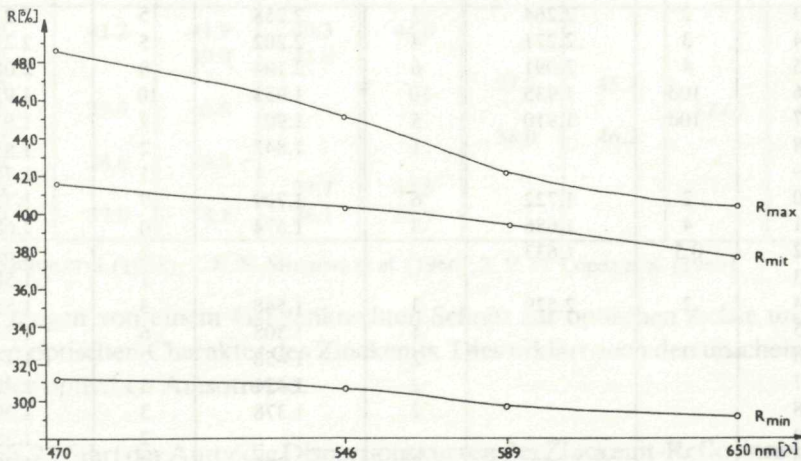


Abb. 28. Dispersionskurven des Reflexionsvermögens von Antimonit (Standard Silicon)

Der Effekt der Anisotropie des Antimonits ist bei gekreuzten Nicols sehr auffallend. Bei gekreuzten Nicols verdeutlichte sich der typisch allotriomorphe Mosaikbau des Aggregates und auch die Druck-Zwillingslammelierung (Taf. XI, Abb. 2, 3), wobei diese Lamellen durchgebogen sind.

Röntgenometrisch wurde hier Antimonit von Rimarka und aus dem Gang Hilmar identifiziert. Die festgestellten Werte (Tab. 55) sind nahezu identisch mit den Tabellenwerten von V. I. Michejev (1957).

Beide Proben wurden der qualitativen Spektralanalyse (Tab. 56) unterworfen.

Die eigentliche Antimonitmineralisation kommt im studierten Gebiet nahezu immer in der Nähe der siderit-quarz-sulfidischen Mineralisation vor. Sie ist entweder an völlig neue Risse gebunden, oder sie kommt an neueröffneten älteren

Tab. 55. Rtg — Identifikation der Antimonite

Nr. Linie	1		2		3	
	I	d	I	d	I	d
1	4	5.57				
2	6	5.02				
3	2	3.94				
4	10	3.545	10	3.572	9	3.566
5	1	3.425				
6	1	3.120				
7	9	3.03	9d	3.063	4	3.121
8	9	2.753	8	2.779	9	3.045
9	4	2.667	4	2.694	9	2.757
10	2	2.592	4	2.608	6	2.670
11	4	2.510	2	2.608	4	2.598
12	1	2.413	8	2.519	9	2.511
13	2	2.264	2	2.431	3	2.427
14	3	2.221	3	2.258	5	2.271
15	4	2.091	4	2.202	5	2.217
16	10d	1.935	6	2.104	8	2.087
17	10d	1.910	10	1.953	10	1.933
18			5	1.901	7	1.912
19			1	1.842	2	1.854
20	2	1.722	6	1.709	1	1.789
21	4	1.686	8	1.674	7	1.720
22	0.5	1.633			10	1.687
23					2	1.623
24	2	2.529	1		1	1.583
25			3	1.548	3	1.539
26			4	1.508	6	1.518
27			2	1.458	2	1.478
28			2	1.421	3	1.437
29			2	1.378	3	1.394
30	2	1.307			2	1.352
			5	1.305	7	1.305

1. — Antimonit, Rimarka, 2. — Antimonit, Hilmar, 3. — Antimonit, Michejev (1957)

Tab. 56. Spektralanalysen der Antimonite

Lokalität, Pr. Nr.	Ag	Al	As	Au	Ba	Bi	Ca	Cd	Co	Cr	Cu	Fe	Hg	In	Mg	Mn	Ni	Pb	Sb	Si	Sn	Sr	Ti	Zn
1 Rimarka	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
2 Hilmar 102	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■

Gangstrukturen (Hilmar) vor. In Mineralassoziation steht Antimonit mit Pb-Sb-Sulfosalzen (Zinckenit, Jamesonit, Boulangerit), welche als jüngste Minerale Quarz, Siderit und Sphalerit (Taf. XI, Abb. 1,2 und 4) verdrängen.

36. Zinckenit. Im Antimonitaggregat vom Gang Rimarka und Hilmar wurde unter dem Mikroskop und röntgenometrisch Zinckenit identifiziert.

Im Anschliff hat es *im reflektierten Licht* weisse Farbe, ein Reflexionsvermögen ähnlich dem des Antimonits (Tab. XI, Abb. 4). Zum Unterschied vom Antimonit kann jedoch nur eine unscheinbare Bireflexion festgestellt werden. Ähnlich war auch bei gekreuzten Nicols nur ein unscheinbarer Effekt der Anisotropie zu beobachten.

Durch Messung *des Reflexionsvermögens* wurden hier Werte gefunden, welche den für Zinckenit angeführten Werten von T. N. Šadlun et al. (1968), N. N. Mozgova et al. (1966) und V. M. López et al. (1969) sehr nahekommen. Die Werte werden in Tabelle 57 angeführt. Die gemessenen Werte der Bireflexion (R_e

Tab. 57. Reflexionsvermögen der Zinckenite

λ (nm)	Rimarka		1.		2.		3.	
	R_w	R_e	R_w	R_e	R_w	R_e	R_w	R_e
470	41.2	41.9	40.3	44.0				
500		39.0	41.8					
518					37.5	45.7		
546	39.9	40.8					37.67	42.66
559					38.0	46.2		
589	38.6	39.8						
600			37.7	40.5				
650	37.0	38.1	36.1	38.9				

1. T. N. Šadlun et al. (1968); 2. N. N. Mozgova et al. (1966); 3. V. M. López et al. (1969).

— R_w) zeugen von einem fast senkrechten Schnitt zur optischen Achse und vom positiven optischen Charakter des Zinckenits. Dies erklärt auch den unscheinbaren Effekt der optischen Anisotropie.

In Abb. 29 führt der Autor die Dispersionskurven des Zinckenit-Reflexionsvermögens für solchen aus dem Gang Rimarka und die nach den Werten von T. N. Šadlun (l. c.) konstruierten an.

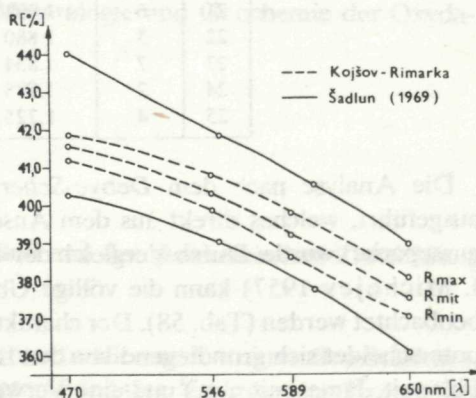


Abb. 29. Dispersionskurven des Reflexionsvermögens von Zinckenit (Standard Silicon)

Gemeinsam mit den Messungen des Reflexionsvermögens ermittelte der Autor an den selben Stellen anhand von 50-g-Gewicht die Mikrohärte des Zinckenits. Deren Werte weisen ebenso auf eine relativ unscheinbare physikalische Anisotropie hin. Die Streuung der gemessenen Werte schwankt zwischen 138 und 161 kp/mm², was einen niedrigeren Wert darstellt, als es die für Zinckenit angeführten VHN-Werte in der Literatur sind: S. H. U. Bowie — K. Taylor (1958) 162–207, E. Pärnamaa (1963) 123–190, B. B. Young — A. P. Millman (1964) 169–201, N. N. Mozgova et al. (1966) 152–179, V. M. López et al. (1969) 175–185 kp/mm².

Tab. 58. Rtg — Identifikation des Zinckenits

Nr.	Rimarka		Michejev V. I. (1957)		
	Linie	I	d	I	d
1	2	11.3			
2	2	5.57	0.5	5.49	
3			0.5	4.41	
4	5	3.95	1	3.94	
5	2	3.73			
6	1	3.58	1	3.55	
7	10	3.45	10	3.44	
8	5	3.35	1	3.36	
9	5	3.09	1	3.07	
10	5	3.01	2	3.01	
11	0.5	2.912	0.5	2.90	
12	9	2.875	4	2.80	
13	0.5	2.689	0.5	2.69	
14	0.5	2.545	0.5	2.54	
15	2	2.417	1	2.41	
16	1	2.318	0.5	2.30	
17	3	2.267	1	2.25	
18	4	2.172	1	2.15	
19	4	2.133	2	2.13	
20	4	2.060	2	2.06	
21	6	1.991	3	1.980	
22	3	1.880	1	1.875	
23	7	1.834	3	1.823	
24	2	1.778	0.5	1.763	
25	4	1.725	1	1.711	

Die Analyse nach dem *Debye-Scherrer-Pulververfahren* wurde an Material ausgeführt, welches direkt aus dem Anschliff mittels diamantemem Mikrobohrer aussepariert wurde. Durch Vergleich der Tabellenwerte von E. W. Nuffield (in V. I. Michejev 1957) kann die völlige Übereinstimmung des studierten Materials beobachtet werden (Tab. 58). Der charakteristische Linienkomplex dieses Minerals unterscheidet sich grundlegend von den Linien anderer Pb-Sb-Mineralen (Plagionit, Fülöppit, Jamesonit u. a.) und eine Verwechslung mit ihnen ist unmöglich.

Der beschriebene Zinckenit aus den Gängen Rimarka und Hilmar stellt sein erstes Vorkommen im Zips-Gömörer Erzgebirge dar.

37. Jamesonit ist bei den Gängen im studierten Gebiet ein sehr seltenes akzessorisches Mineral. Es kommt an der Lagerstätte Zenderling und, in Form von faserigen Aggregaten, im Gang Hilmar vor.

Im reflektierten Licht hat es weisse Farbe. Das Reflexionsvermögen ist relativ hoch, höher als beim Kobellit. Bei gekreuzten Nicols ist es stark anisotrop mit bunten, überwiegend braunen Farbeffekten. Bei der *diagnostischen Ätzung* reagierte es bloss mit HNO_3 (1:1) positiv. An zwei Abdrücken wurde die Härte $\text{VNH}_{50} = 118 \text{ kp/mm}^2$ ermittelt.

Über seine Stellung in der Sukzession stehen dem Verfasser ungenügende Beweise zur Verfügung. Es scheint, als gehöre es zu den jüngsten Mineralen. An der Lagerstätte Zenderling tritt es gemeinsam mit Zinnober II, Galenit, Boulangerit u. a. auf.

38. Minerale der Oxydationszonen. Im Hinblick darauf, dass alle ermittelten Gänge an die Oberfläche treten, kamen in den oberen Teilen dieser Gänge ziemlich intensive supergene Prozesse zur Geltung. Die grössten Oxydationszonen (eiserne Hüte) entstanden an den Gängen Otokar, Fragepan und Eliška, an welchen Limonit zum Hauptobjekt der Förderung wurde. Da des Studium der Oxydationsprozesse nicht Hauptzweck dieser Arbeit war und es wegen der Unzugänglichkeit der oberen Gangteile unmöglich war die supergenen Prozesse im gesamten Ausmass zu studieren, führt hier der Verfasser nur ein Verzeichnis der ermittelten Minerale an. Bislang gelang es in den Oxydationszonen folgende Minerale zu identifizieren: Hydrogoethit, Goethit (Taf. XII, Abb. 1), Lepidokrotit, Hämatit, Covellin (Taf. XII, Abb. 2), Chalkosin, Malachit, Azurit, Delafossit (Taf. XII, Abb. 3), sekundärer Zinnober, Cerussit, Annabergit, Baryt, Hydromuskovit, Kaolinit, Antimon-Ocker und Fe- sowie Cu-Sulfate (rezent an den Wänden von Bergwerksobjekten).

In einem detaillierteren Studium der Mineralogie und Geochemie der Oxydationsprozesse wird fortgefahren.

Das Studium der Mineralisationssukzession und der geochemischen Entwicklung der Vererzung

Auf Grund des makrotexturellen, mikrotexturellen und strukturellen Studiums, sowie der geochemischen Forschung, unterschied der Verfasser im Prozess der

Entwicklung der Erz-Mineralisation bei den studierten Gängen folgende genetischen Gesamtheiten:

- A. Quarz-Siderit Etappe der Mineralisation
 - 1. Quarz—Mineralisationsperiode
 - 2. Siderit-Ankerit—Mineralisationsperiode
 - 3. Baryt—Mineralisationsperiode
- B. Quarz-sulfidische Etappe der Mineralisation
 - 4. Quarz-Turmalin—Mineralisationsperiode
 - 5. Pyrit-Arsenopyrit—Mineralisationsperiode
 - 6. sulfidische S. S. Mineralisationsperiode
 - 7. karbonatische Mineralisationsperiode
- C. Quarz-Antimonit Etappe der Mineralisation
- D. Prozesse der supergenen Umwandlung.

An keinem einzigen Gang des studierten Gebietes kann eine vollständige Sukzession der Mineralisation beschrieben werden. Dies ist nur anhand ihres Studiums im Rahmen der einzelnen Gangzonen möglich.

A. Die Quarz-Siderit-Etappe

stellt die älteste Füllung der tektonischen, überwiegend Intrafoliationsprünge in ost-westlicher Richtung dar. Auf grund der Bildung von streifen-, brekzienartigen und metasomatischen Texturen wurde diese Etappe in 3 Mineralisationsperioden aufgegliedert.

1. *Die Quarz-Mineralisationsperiode* ist in allen Gangzonen entwickelt. Sie stellt ein Äquivalent zur Fuchsitperiode (J. H. Bernard 1958b), zur Albit-Vorsideritperiode (C. Varček 1959, 1961a, b) an den Gängen anderer Gebiete des ZGE dar.

Ihre Mineralisationsfüllung stellt vor allem Quarz I. in Gestalt von selbständigen Äderchen, ältester Streifen in symmetrisch streifiger Textur der Gänge dar. Er bildet auch den ältesten Streifen in den Kokardentexturen. Er verursacht eine starke Silifizierung des gangnahen Gesteins. Mikroskopisch und vereinzelt auch makroskopisch können im Quarz I. idiomorphe Kristalle Pyrits I. und sehr selten auch Arsenopyrits beobachtet werden. Häufiger sind Schüppchen Serizits I.

Da der überwiegende Teil der Gänge im Gestein der Gelnica-Serie, das relativ ärmer an Chrom lokalisiert ist, entstand an ihnen nicht das für die Gänge von Rudňany und Dobšíná so charakteristische Fuchsit. Dessen unverbürgtes Vorkommen beschreiben in Grellenseifen J. Václav (1956) und J. H. Bernard (1961a).

Die Entstehung der Minerale dieser Periode ist eng mit der Einwirkung der ersten Gaben höherthermaler Lösungen auf das Nebengestein verknüpft.

2. *Die Siderit-Ankerit-Mineralisationsperiode* entstand an allen ermittelten Gängen. In der Gangfüllung des überwiegenden Teils der Gänge hat Siderit I. das absolute Übergewicht. Nur beim Gang Anna Relichová in Prakovce und bei einigen Gängen des östlichen Teiles des Reviers Markus ist Fe-Dolomit im Übergewicht.

Vor Beginn des Ausscheidens der Minerale dieser Periode erneuerten sich die grösstenteils bereits mineralisierten älteren tektonischen Linien des gesamten erforschten Gebietes. Die Intensität der tektonischen Tätigkeit war unvergleichbar stärker, da stellenweise ziemlich mächtige Sprünge entstanden. An den feineren Adern entwickelte sich die Mineralisation meist kontinuierlich, wohingegen sich an den mächtigeren Gängen (Otokar, Segen Gottes, Markus u. a.) infolge des Wiederholens, oder wahrscheinlicher des laufenden tektonischen Öffnens der Sprünge, eine Repetitionsperiode des Siderit I. (J. Kutina 1955) bildete. Gegen Ende dieses Prozesses wurde inmitten der Gänge eine kleinere Menge Fe-Dolomits ausgeschieden. Beide Minerale sind oftmals recht intim verwachsen.

Beim Gang Anna Relichová, hauptsächlich in dessen unteren Teilen, hält der Fe-Dolomit I. gegenüber Siderit I. das Übergewicht.

Siderit I. beinhaltet an einigen Gängen eine verstreute Quarzmasse, welche entlang der Grenze der Sideritkörner in Form eines „Filmes“ ausgeschieden wurde und häufig zu Sideritkörnern heranwächst. An seine Entstehung ist das Vorkommen feiner Kristalle Pyrits II. und Serizits II. gebunden.

In der Füllung der Gänge von Grellenseifen und Prakovce wurden in dieser Mineralisationsperiode auch Gersdorffit I. und Korynit ausgeschieden. Sie entstanden in einigen parallelen Sprüngen im älteren Siderit noch vor Beginn der quarz-sulfidischen Mineralisationsetappe, welche in den kataklasierten Siderit und Gersdorffit eindringt.

F. Regásek (1967) nimmt an, dass es im Gebiet von Slovinky zur Kristallisation des überwiegenden Teils der Minerale der Sideritperiode aus echten ionenmolekularen Lösungen kam, wobei diese ursprünglich schwach sauer bis neutral waren und schwankenden, schwach alkalischen Charakter hatten. Im Verhältnis zur Alkalität änderte sich auch die Geltung des isomorphen Bestandteils MgO im Siderit. Bei der Ausscheidung von Fe-Dolomit, Serizit und Gersdorffit setzte er eine höhere Alkalität der Lösungen voraus.

Ausgehend vom Vergleich des Chemismus des Siderits mit anderen Gebieten des ZGE haben die Siderite im gesamten nordöstlichen Teil des ZGE einen unverhältnismässig erhöhten MgO-Gehalt. Da die Gänge in diesem Gebiet in unterschiedlichen Gesteinstypen liegen und der höhere Gehalt nicht allein durch die Unterschiedlichkeit des geologischen Milieus gedeutet werden kann, nimmt der Verfasser

an, dass die primären hydrothermalen Lösungen in diesem Gebiet mit MgO angereichert waren.

Die Temperatur der hydrothermalen Lösungen, aus denen die Karbonate kristallisierten, hatten mittelmässig thermalen Charakter und im ganzen kann ein gewisses, wenn auch unscheinbares Absinken der Temperatur im Verlaufe der Kristallisation (Siderit I. 250–300 °C, Fe-Dolomit II. 240–260 °C) beobachtet werden.

3. Die *Baryt-Mineralisationsperiode* entstand in den selbständigen Sprüngen erst nach dem Auskristallisieren der Minerale der vorhergehenden Mineralisationsperiode. Sehr häufig sind auch sehr komplizierte metasomatische Prozesse mit Bildung von Ferrobaryttexturen.

Die Entstehung von Baryt I. bedeutet einen relativ grossen Abtrag an Fe^{2+} -Ionen aus den ursprünglichen Sideritgängen. Es ist wahrscheinlich, dass der feinkörnige Siderit II., welcher zwischen den Körnern Baryts und Siderits durchdringt, aber auch seine kleinen Äderchen, aus diesen durch Mobilisation angereicherten Lösungen entstanden.

Den Mobilisationsprozessen an den Gängen von Prakovce entspricht die Entstehung von Fe-Dolomit II., Quarz und kolloidmorphem, kranzartigen Gersdorffit II., welche durch hydrothermale Lösungen aus der älteren Gangfüllung mobilisiert wurden und noch vor Beginn der sulfidischen Mineralisation ausgeschieden wurden.

Bei der Diskussion der geochemischen Entwicklung dieser Mineralisationsperiode muss dies, in Übereinstimmung mit der Annahme von der Mitwirkung der Grundwässer sulfatischen Charakters bei der Entstehung hauptsächlich grosser lokaler Konzentrationen Baryts (C. Varček 1962), in Erwägung gezogen werden. Ein Teil des Bariums jedoch entstand hypogen, auch wenn die Mobilisation der Ba-Ionen aus den Nebengesteinen nicht ausgeschlossen werden kann.

Die Lösungen, aus denen an den Gängen Baryt entstand, waren schwach bis mittelmässig thermal. Es kann ein Absinken der Entstehungstemperatur in Richtung zu externeren Gängen hin beobachtet werden.

Gesamtheitlich kann bei den Gängen im studierten Gebiet in der I. Mineralisationsetappe ein Absinken der Durchschnittstemperatur der hydrothermalen Lösungen von der ältesten hin zur jüngsten Periode beobachtet werden: Quarz I. — 350 °C, Siderit I. — 275 °C, Fe-Dolomit II. — 250 °C, Baryt — 210 °C.

B. Die Quarz-sulfidische Etappe

entsteht nach vorhergehender, verhältnismässig sehr intensiver tektonischer und möglicherweise auch magmatischer Tätigkeit. Die tektonische Tätigkeit verursachte eine Kataklyse der älteren Mineralisation, ein erneutes Öffnen der Sprünge und bildete neue Sprünge, womit sie die Durchdringung neuer Dosen an hydrothermalen Lösungen und somit auch die Bildung neuer Mineralassoziationen ermöglichte. Bei der wahrscheinlichen Bewegung kleinerer magmatischer, saurer, gasgesättigter Massen von Restschmelzen in höhere Lagen beeinflussten diese sowohl thermal, als auch stofflich die darauffolgende Mineralisation. Die neuentstandenen Assoziationen haben den vorhergehenden gegenüber eine höhere Entstehungstemperatur. Der Verlauf der Mineralisation in der II. Etappe ist nicht kontinuierlich und es können mehrere Perioden und Subperioden der Mineralisation unterschieden werden.

4. Die Quarz-Turmalin-Mineralisationsperiode kommt in allen Gangzonen vor.

Ihre Mineralassoziation ist ziemlich arm und diese wird an den Gängen oft von Quarz III. mit Turmalin und Serizit III. in Form von Adern im älteren Siderit- oder Siderit-Baryt-Gang vertreten. Gemeinsam mit den genannten kommen auch kleine Kriställchen Pyrits, Chlorits, Rutilen und auch kleine Körnchen Albits vor. Am Zenderling kommt im Quarz dieser Periode teilweise zu Martit umgewandelter Magnetit vor.

Die Mineralassoziation ist in dieser Mineralisationsperiode typisch. Nahezu sämtliche Minerale können als aus dem Nebengestein mobilisiert betrachtet werden, auch wenn der Beitrag des Bors, eines Teils von Na, Si und einiger weiterer Elemente für juvenil erachtet werden kann.

5. Die Pyrit-Arsenopyrit-Mineralisationsperiode entstand in neuen, diagonal zu den vorhergehenden Gangstrukturen stehenden Rissen und Gangadern (z. B. Concordia, Abkömmlingen der Gänge Markus, Segen Gottes, Otokar, Jozef u. a.).

Die Mineralisation dieser Periode begann mit der Ausscheidung von Quarz IV., in welchem das Pyrit-Arsenopyrit-Aggregat in Form von Streifen oder Zusammenballungen ausgeschieden wurde. Es ging hierbei um eine Kristallisation und Rekristallisation einer ursprünglich kolloidalen (gelartigen) Lösung. Die geochemische Entwicklung dieser Periode ist gegeben durch die Durchdringung hochkonzentrierter hydrothermalen Lösungen mit Gehalten an Fe, As, S anderen Spurenelementen und SiO_2 , welche sich im Verlaufe des Aufsteigens an die Oberfläche zu kolloidalen Lösungen (Gelen) umwandelten. Nach dem Entstehen des Aggregates begann dessen Rekristallisation, wobei mit Rücksicht auf dessen grössere Kristallisationskraft zuerst Arsenopyrit in Form von idiomorphen Kristallen und erst später Pyrit entstand. Eine ähnliche Kristallisation eines Pyrit-Arsenopyrit-Aggregates studierte an einem künstlichen System L.A. Clarc (1960).

Der Maximalgehalt an Aggregaten kommt bei den Gängen der südlichen Zonen vor. Bei den Gängen des Revieres Markus kommt nur Pyrit vor, und nur an den diagonalen Apophysen tritt akzessorischer Arsenopyrit in Erscheinung. An diesen Gängen kommt gemeinsam mit Pyrit III., jedoch auch selbständig, Hämatit-Specularit vor. Es ist sehr wahrscheinlich, dass der Specularit aus den selben Lösungen wie der Pyrit entstand, jedoch infolge von Änderungen der Redoxpotentialbedingungen in den höheren Gangteilen entstand anstatt Pyrit Hämatit. Dieser Entstehungsprozess steht in Übereinstimmung mit der Ansicht von A. G. Betehtin (1955), welcher bei der Analyse der paragenetischen Verhältnisse von Mineralen im System Fe-S-O anführt, dass bei hohem H_2S -Partialdruck bei niedrigeren Temperaturbedingungen und kleinen Tiefen aus hydrothermalen Lösungen zuerst Pyrit ausgeschieden wird und bei Bedingungen des raschen Anwachsens der Sauerstoffkonzentration Hämatit entsteht.

Die Minerale dieser Mineralisationsperiode wurden durch die jüngere Intermineralisationstektonik kataklasiert und die jüngeren Minerale dringen an den Sprüngen und Rissen durch, bilden den „Zement“ zwischen den Körnern, verdrängen sie metasomatisch und pseudomorphosieren sogar.

6. *Die sulfidische Mineralisationsperiode.* Nach der Siderit-Mineralisationsperiode beteiligt sich an der Füllung der studierten Gänge quantitativ am bedeutendsten die sulfidische Mineralisationsperiode. Nach der oben erwähnten Intermineralisationstektonik wurden neue Mineralassoziationen ausgeschieden, bei deren Verbreitung an den ermittelten Gängen eine bedeutende räumliche Differentiation beobachtet werden kann. Während bei den Gängen von Prakovce und teilweise auch bei jenen von Grellenseifen höherthermale Assoziationen von Mineralen vorkommen, besteht bei den Gängen von Jaklovce, Zenderling und im Revier Markus ein Übergewicht an niederthermalen Assoziationen.

Das verbreitetste Mineral dieser Mineralisationsperiode ist Quarz V., welcher mit Ausnahme einiger kleinerer Unterbrechungen, praktisch im Verlaufe der gesamten Periode ausgeschieden wurde. Zu den ältesten Mineralen zählen hier Pyrrhotin und Sphalerit. Pyrrhotin tritt nur in akzessorischen Mengen auf. Sein ursprünglicher Gehalt in der Gangfüllung war höher, jedoch änderte er sich infolge Änderungen der physikochemischen Bedingungen zu einem Pyrit-Markasit-Aggregat.

Im Sphalerit können emulsionsartige Entmischungen von Chalkopyrit I. beobachtet werden, welche beim Zerfall ihrer gegenseitigen festen Lösung infolge Temperaturabfall entstanden. Häufiger sind jedoch rosenkranzartige Gebilde von Chalkopyrit II, welcher entlang den Spaltungsflächen und den kataklastischen Sprüngen in den Sphalerit durchdringt.

Der weitere Verlauf der Mineralabscheidung ist in der sulfidischen Periode den Gangzonen nach differenziert.

a) Bei den Gängen des Reviers Markus und in Jaklovce kristallisiert nach

Sphalerit Chalkopyrit II., welcher oft eine bedeutende innere Metasomatose verursacht. Gemeinsam mit Fe-Dolomit III. und anderen Sulfiden dieser Periode dringt er zwischen die Hämatitfädelchen, wobei er infolge der Steigerung der Schwefelkonzentration seine Musketivitisierung bis völlige Verdrängung (Pseudomorphose) durch Magnetit verursacht.

Ein verhältnismässig verbreitetes Mineral dieser Periode ist Tetraedrit-Schwazit. Er entsteht in überwiegenden Masse erst nach der Entstehung von Chalkopyrit, jedoch überlappen sich ihre Kristallisationsintervalle auch.

Im Chalkopyrit und Tetraedrit kommen üppig kolloidale Gebilde Pyrits IV. vor, von denen einige bei der Rekristallisation idiomorphe Begrenzung erlangen. Er entstand wahrscheinlich gleichzeitig mit beiden Mineralen aus der gemeinsamen gelartigen Lösung.

Infolge Änderung des Redoxpotentials der weiteren Gaben an hydrothermalen Lösungen, kommt es in der Entwicklung des Ganges zu einer Zersetzung des Schwazits unter Entstehung von Zinnober I., seltener Chalkopyrit, purem Quecksilber, X-Mineral (Metacinnabarit?) und Y-Mineral.

Das jüngste Mineral der sulfidischen Mineralisationsperiode ist Zinnober II., welcher gemeinsam mit Quarz aus niederthermalen Lösungen entstand und sich in Assoziation mit allen ermittelten Mineralen als jüngstes Mineral befindet.

b) Am Zenderling unterscheidet sich die Mineralisation dieser Periode durch seltenen Chalkopyritgehalt, niedrigeren Gehalt an Schwazit, jedoch hauptsächlich durch die Gegenwart einer bedeutenden Menge an Zinnober und anderen Pb- Sb- Cu- und Hg- Sulfosalzen. Auf diesem Gebiet werden 2 Subperioden ausgegliedert:

6a. *Die schwazitische*, deren Entwicklung analog der bei den Gängen des Reviers Markus ist. Die Gegenwart grösserer Mengen Zinnobers ist an dessen Entstehung durch den Zerfall von Schwazit gebunden (siehe auch M. Kuthan 1941).

6b. *Die zinnerische*, welche nach lokaler, die Entstehung einer zerkleinerten Zone in den Porphyroiden verursachenden tektonischen Tätigkeit entstand. Sie wird charakterisiert durch die Gegenwart grauen Baryts und Quarzes, in welchen Galenit, Bournonit, Boulangerit, „Gelnicit“, Jamesonit, Zinnober II, pures Hg, Metacinnabarit (?) vorkommen. Zinnober II. wurde entweder an den Äderchen im Siderit, Fe-Dolomit und in der quarz-sulfidischen Gangaufüllung ausgeschieden, oder aber er tritt gemeinsam mit Baryt und Quarz und ohne die übrigen Sulfide in Form von Äderchen und Imprägnationen im Nebengestein auf, wobei er den Stockwerk-Imprägnations-Vererzungstyp bildet.

c) Bei den Gängen der übrigen Gangzonen ist die Entwicklung der sulfidischen Mineralisation im ganzen gleich. Unterschiedlich ist nur die quantitative Vertretung der einzelnen Minerale.

Nach der Kataklase der Minerale älterer Perioden wurde an einigen Gängen (Korunka, Johan Spillergrund, Georgi, Liborni, Michaeli) gemeinsam mit Quarz V. Kobellit ausgeschieden. Die Altersbeziehung von Kobellit mit Tetraedrit und

Chalkopyrit gelang es zu lösen (M. Háber — V. Streško 1969). Tetraedrit dringt zwischen die Nadeln des Kobellits ein, manchmal verdrängt er sie metasomatisch. Seltener bilden beide Minerale zusammen mit Bournonit eine myrmektische bis graphische Struktur der Verwachsung, was etwa auch auf ihren gemeinsamen Ursprung hindeuten könnte. Bournonit kommt jedoch auch in jüngerer Altersposition vor, wo er in Form von Adern in die Chalkopyrit- und Tetraedritaggregate durchdringt. Chalkopyrit ist offenkundig jünger als Kobellit. An der Berührungsfläche des Kobellit-Tetraedritaggregates mit dem jüngeren Chalkopyrit entstand ein aus einem Kornaggregat von Galenit, Cosalit, Bournonit, Galenobismutit, Bismut, Chalkopyrit und Pyrrhotin bestehender „Reaktionssaum“.

An den übrigen Gängen entstand nach Sphalerit Chalkopyrit, welcher beim Gang Mäsiarka von Violarit, kollomorphen Pyrit IV. und Tetraedrit begleitet wird, der ein augenscheinlich jüngeres Mineral als Chalkopyrit ist. Im Tetraedrit kommen selten Kristalle und Zusammenballungen jüngeren Arsenopyrits II. vor. Im Arsenopyrit, Pyrit, Chalkopyrit und Tetraedrit kommen hauptsächlich bei den Gängen von Grellenseifen und Prakovce unscheinbare Körnchen Goldes vor. Im Kobellit und im jüngeren Cosalit treten Körnchen Bismuts auf, welcher wahrscheinlich durch den Zerfall von Sulfosalzen mit hohem Bi-Gehalt in festem Zustand entstand, wie dies mehrere Autoren (P. Ramdohr 1955, M. S. Sacharova 1955, Z. Trdlička — F. Kupka 1957 und weitere) anführen. F. Novák (1960) schliesst die Möglichkeit nicht aus, dass die Inklusionen Bismuts im Kobellit Relikte ursprünglich grösserer Akkumulationen Bismuts sind, welche nach deren Entstehung allmählich durch an Sb und Pb reiche Lösungen verdrängt wurden.

Die Lösung der Stellung des Galenits in der Sukzession ist im Hinblick auf sein beschränktes Vorkommen an den Gängen schwierig. Er ist offensichtlich jünger als Sphalerit, Kobellit, Chalkopyrit und Bournonit, weil sein Eindringen in den Tetraedrit beobachtet werden kann. Er entstand somit als eines der letzten Minerale der quarz-sulfidischen Mineralisationsperiode.

Die eigentliche sulfidische Mineralisationsperiode weist im studierten Gebiet, ähnlich wie bei den hydrothermalen Gängen des gesamten ZGE, die bunteste mineralogische und geochemische Entwicklung auf. An der Zusammensetzung der Minerale beteiligen sich mit absolutem Übergewicht chalkophile Elemente juvenilen Ursprungs. Eine dominierende Stellung nehmen im gesamten Gebiet Cu und Sb (Chalkopyrit, Tetraedrit) ein. In der Füllung der südlicheren Gänge kamen in überwiegender Masse Pb, Zn und Bi zur Geltung, in den nördlicheren Gängen hingegen Hg. Viele chalkophile Elemente erreichten im Verlaufe der Mineralisation nicht die nötige Konzentration um eigene Minerale zu bilden und treten deshalb nur in Form von isomineralen Komponenten auf (Ag im Tetraedrit, Galenit, Bournonit, Cd im Tetraedrit, Sphalerit, Sn im Chalkopyrit u. ä.).

Es ist unumstritten, dass die Mineralisation aus hydrothermalen Lösungen vor sich

ging, dennoch ist die Ermittlung des Mechanismus dieses komplizierten Prozesses beim gegenwärtigen Stand der Erkenntnisse äusserst schwierig.

Die Thermalität der hydrothermalen Lösungen war am Anfang dieser Mineralisationsperiode ziemlich hoch; dafür spricht die Paragenese der Minerale zu Beginn der Kristallisation (Pyrrhotin, Sphalerit), aber auch die Dekreпитationstemperatur des Quarzes aus den Assoziationen dieser Minerale (etwa 350 °C). Allmählich sank die Temperatur dieser Lösungen und bei der Kristallisation von Galenit, Schwazit und Zinnober muss deren mittlere bis niedrige Temperatur vorausgesetzt werden.

7. *Die karbonatische Mineralisationsperiode* entstand nahezu an allen studierten Gängen. Es handelt sich hierbei um eine Mobilisationsperiode, bei der hauptsächlich Karbonate (Siderit III., Fe-Dolomit IV.) entstanden, welche gemeinsam mit Quarz, Pyrit, Chalkopyrit und Tetraedrit in den Queradern der älteren siderit-sulfidischen Gangfüllung vorkommen. Manchmal bilden die Minerale dieser Periode eine nahezu monominerale Füllung der Adern (Chalkopyritader beim Gang Markus, Tetraedritader beim Gang Segen Gottes u. ä.). Meist haben diese Minerale einen, zu den Mineralen der selben Art des Hauptganges, unterschiedlichen Chemismus (der Tetraedrit der Ader des Ganges Segen Gottes enthält kein Hg, obzwar im Hauptgang Schwazit mit hohem Hg-Gehalt vorkommt).

Jüngstes Mineral der hypogenen Mineralisation in der II. Mineralisationsetappe ist im studierten Gebiet der in unscheinbaren Mengen auftretende Kalzit. Er wurde an den jüngsten Äderchen ausgeschieden, wo er Drusentexturen bildet, oder an den Gängen von Gelnická Huta, wo er die ältere zerkleinerte siderit-quarz-sulfidische Gangauffüllung zementiert. Seine Kristallisation erfolgte aus bereits niedrigtemperierten hydrothermalen Lösungen.

C. Die Quarz-Antimonit-Mineralisationsetappe

Im südöstlichen Teil des studierten Gebietes kommen in der Nähe einiger siderit-sulfidischer Gänge an selbständigen Strukturen Quarz-Antimonit Gänge vor, welche gegenüber den Mineralisationen der vorhergehenden Etappen den Charakter einer selbständigen Stellung einnehmen, welcher durch die räumliche Verbreitung und die unterschiedliche geochemische Entwicklung betont wird. Diese Assoziation hat eine separate und jüngste Stellung. Im Hinblick darauf, dass die Mineralisation der älteren Mineralisationsetappen in fast vollständiger Paragenese entwickelt ist, ist es ziemlich schwierig festzustellen, ob Pyrit mit dem Arsenopyrit, Pyrrhotin, Sphalerit und anderen selteneren Mineralen in älteren Mineralisationsperioden oder in dieser Mineralisationsetappe entstand. Jüngste und zugleich am meisten vertretene, in der III. Mineralisationsetappe entstandene Minerale sind Pb-Sb-Sulfosalze (Zinckenit, Jamesonit) und die Hauptmasse des Antimonits mit Quarz.

Nähere Informationen von der Stellung dieser Mineralisation werden nach der Verarbeitung des Materials aus der eröffneten Lagerstätte Hilmar, gemeinsam mit den Ergebnissen der Forschung der Vorerz-, Intermineralisations- und Nacherztektonik, welche auch B. Kusák durchführte, dargeboten.

Mit der Quarz-Antimonit-Mineralisation endet an den meisten hydrothermalen Gängen mit karbonatischer Mineralisationsperiode die bunte hypogene Mineralisation. Infolge fortschreitender Erosion und Denudation gelangte der Grossteil der

Tab. 59. Schema der Ausscheidungsabfolge der Minerale in dem Gebiet Jaklovce und Markus-Revier

Etappe Periode	I.			II.			
	1	2	3	4	5	6	7
Quarz	■	■	■	■	■	■	■
Chlorit	■	■	■	■	■	■	■
Serizit	■	■	■	■	■	■	■
Pyrit	■	■	■	■	■	■	■
Siderit	■	■	■	■	■	■	■
Fe-Dolomit	■	■	■	■	■	■	■
Baryt	■	■	■	■	■	■	■
Turmalin	■	■	■	■	■	■	■
Albit	■	■	■	■	■	■	■
Arsenopyrit	■	■	■	■	■	■	■
Hämatit	■	■	■	■	■	■	■
Chalkopyrit	■	■	■	■	■	■	■
Tetraedrit	■	■	■	■	■	■	■
Gold	■	■	■	■	■	■	■
Mag netit	■	■	■	■	■	■	■
Zinnober	■	■	■	■	■	■	■
X-Mineral	■	■	■	■	■	■	■
Calcit	■	■	■	■	■	■	■

Ganglagerstätten in die Zone der Oxydationsprozesse, welche in einigen Fällen die Entstehung ziemlich umfangreicher Oxydationszonen (einserner Hut) verursachten.

Die angeführte Übersicht der zeitlichen, geochemischen und thermalen Entwicklung der hydrothermalen Mineralisation stimmt mit der Entwicklung der Mineralisation in den benachbarten Lagerstättengebieten (Slovinky, Medzev, Zlatá Idka) überein, jedoch auch mit der Entwicklung der Mineralisation in den lagerstättischen Hauptgebieten des ZGE (Rudňany, Mlynky, Dobšiná, Rožňava). Abweichungen, die unsichere Stellung einiger Minerale, liessen sich nur durch das Studium an den zugänglichen Lagerstätten präzisieren, an welchen es heute im studierten Gebiet mangelt.

Eine gesamtheitliche Übersicht vom Fortgang der Mineralisation bei den Gängen bieten die zusammenfassenden graphischen Schemata der Sukzession, in welchen den einzelnen Gangzonen nach die Folge der Mineralisation an den, den jeweiligen Gangzonen zugehörigen Gängen zusammengefasst ist. Die Schemata müssen für wahrscheinlich erachtet werden, da es nicht in allen Fällen möglich war eine direkte Konfrontation der Forschung an den Gängen durchzuführen (Tab. 59-63).

Tab. 60. Schema der Auscheidungsabfolge der Minerale beim Zenderling

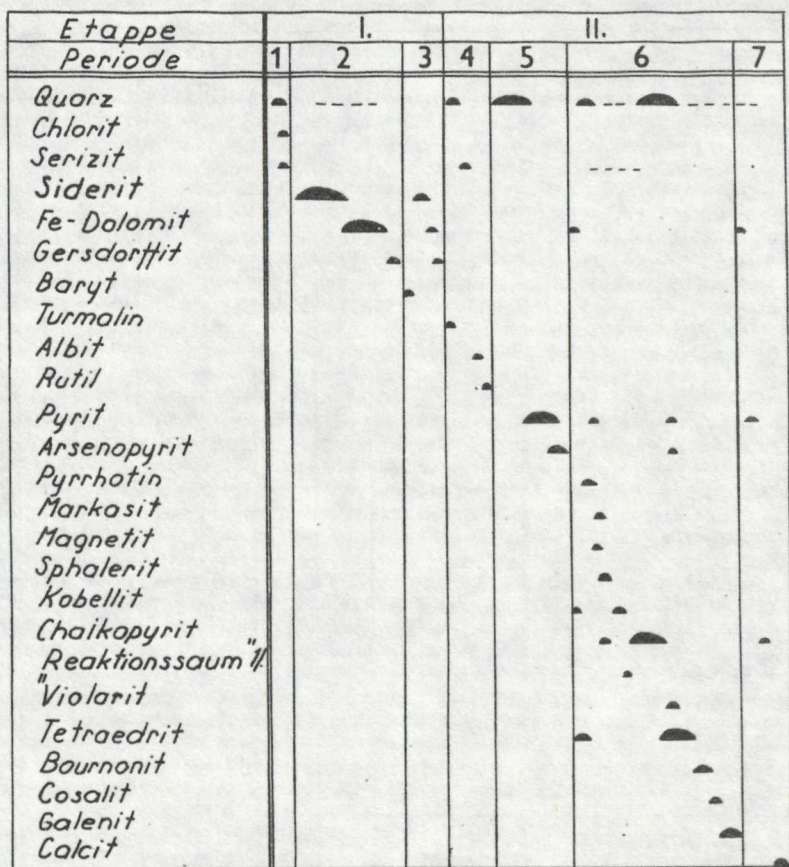
Etappe Periode	I.			II.			
	1	2	3	4	5	6/1	6/2
Quarz	■	---		■	■	■	---
Serizit		---					
Pyrit	■				■		
Siderit		■					
Fe-Dolomit		■					
Baryt			■			■	■
Turmalin			■				■
Rutil				■			
Magnetit				■			
Chlorit				■			
Hämatit				■			
Chalkopyrit					■		
Tetraedrit						■	
Zinnober						■	■
X-Mineral						■	
Y-Mineral						■	
Quecksilber						■	
Bourbonit						■	
Galenit						■	
Boulangerit						■	
Gelnicit"						■	
Jamesonit						■	
Calcit						■	

Primäre räumliche Änderungen in der Mineralisation

Die Lösung der Fragen über die hypogenen Zonalitäten der hydrothermalen Vererzung ist eng verknüpft mit der detaillierten paragenetischen und geochemischen Forschung, mit dem Studium der geologischen und physikochemischen

Änderungen der Entstehungsbedingungen, mit dem Studium der Fragen über den Ursprung der Erzstoffe bei der Entstehung der Lagerstätten und in einem nicht geringen Masse auch mit dem Studium des relativen und absoluten Alters der einzelnen Etappen der erzbildenden Prozesse (M. Háber 1966). Es ist offensichtlich, dass ein solch komplexes Studium ein möglichst umfangreiches Eröffnen der

Tab. 61. Schema der Ausscheidungsabfolge der Minerale bei den Gängen in Gebiet Prakovce-Grellenseifen-Kojšov



^{1/2} Gediogenes Bi, Galenit, Bourbonit, Chalkopyrit, Cosalit, Bismuthinit, Pyrrhotin (?)

studierten Lagerstätten erfordert. Nachdem im studierten Gebiet solche Lagerstätten nicht vorkommen, können die Fragen der Zonalität nur in groben Umrissen verfolgt werden.

Das studierte Gebiet gewährt einen Querschnitt durch das Vererzungssystem im nordöstlichen Teil des ZGE von dessen Peripherie (Jaklovce) bis zu den Gängen,

welche bereits dem zentralen Teil des ZGE angehören (Prakovce, Gänge unter den Bergen Trohanka und Kojšovská hofa).

In Richtung vom Rand zur Mitte des studierten Gebietes kann diese Abfolge von paragenetisch unterschiedlichen Gangzonen unterschieden werden:

- a) die Zone der Baryt-Siderit Gänge
- b) die Zone siderit-baryt-hämatit-sulfidischen Gänge
- c) die Zone der siderit-sulfidischen Gänge
- d) die Zone der quarz-sulfidischen Gänge mit kleinem Anteil an Siderit
- e) die Zone der Quarz-Antimonit-Gänge.

Tab. 62. Schema der Ausscheidungsabfolge der Minerale beim Gang Anna Relichová

Etappe Periode	I.			II.			
	1	2	3	4	5	6	7
Quarz	—	—	—	—	—	—	—
Serizit	—	—	—	—	—	—	—
Pyrit	—	—	—	—	—	—	—
Fe-Dolomit	—	—	—	—	—	—	—
Siderit	—	—	—	—	—	—	—
Gersdorffit	—	—	—	—	—	—	—
Rutil	—	—	—	—	—	—	—
Arsenopyrit	—	—	—	—	—	—	—
Pyrrhotin	—	—	—	—	—	—	—
Markasit	—	—	—	—	—	—	—
Sphalerit	—	—	—	—	—	—	—
Kobellit	—	—	—	—	—	—	—
Chalkopyrit	—	—	—	—	—	—	—
Tetraedrit	—	—	—	—	—	—	—
Bournonit	—	—	—	—	—	—	—
Galenit	—	—	—	—	—	—	—
Cosalit	—	—	—	—	—	—	—

Eine besondere Stellung nehmen nur der Gang Roberti als direkte Fortsetzung und Beendigung der Gelnicaer Gänge und der Imprägnations-Stockwerk-Typ der Vererzung am Zenderling ein.

Die angeführte Folge der Typen von hydrothermalen Gängen steht nahezu in völliger Analogie mit deren Anordnung in den Gebieten Slovinky, Žakarovce und Helcmanovce (F. Regásek 1967), Rožňava (C. Varček 1957) und Rudňany (J. Hurný 1974).

Die Abfolge der Zonen entspricht nicht dem einfachen Schema von Emmons (z. B. die nicht periphere Stellung der Antimonit-Gänge). Die angeführten Lagerstättentypen sind das Resultat mehrerer, wenn auch eng verbundener, selbständiger Teilphasen der Mineralisation. Jede davon hatte ihre gewisse selbständige tektonische Vorrichtung, ihr selbständiges physikochemisches Regime der Lösungen und

Tab. 63. Schema der Ausscheidungsabfolge der Minerale beim Gang Hilmar

<i>Etappe</i>	I.		II.		III.	
<i>Periode</i>	1-2	5	6	8	9	
<i>Quarz</i>	—	—	—	—	—	
<i>Siderit</i>	—	—	—	—	—	
<i>Fe-Dolomit</i>	—	—	—	—	—	
<i>Serizit</i>	—	—	—	—	—	
<i>Pyrit</i>	—	—	—	—	—	
<i>Arsenopyrit</i>	—	—	—	—	—	
<i>Pyrrhotin</i>	—	—	—	—	—	
<i>Sphalerit</i>	—	—	—	—	—	
<i>Chalkopyrit</i>	—	—	—	—	—	
<i>Tetraedrit</i>	—	—	—	—	—	
<i>Cosalit</i>	—	—	—	—	—	
<i>Galenit</i>	—	—	—	—	—	
<i>Antimonit</i>	—	—	—	—	—	
<i>Zinckenit</i>	—	—	—	—	—	
<i>Jamesonit</i>	—	—	—	—	—	

offensichtlich auch andere, den Verlauf und Charakter der Mineralisation bestimmende Bedingungen.

Das resultierende Bild mehrerer sich geltend machender Mineralisationsetappen ist recht kompliziert. Will man die Merkmale der Zonalität im genetischen Sinne kennen, müssen sie separat in jeder Mineralisationsetappe verfolgt werden.

Ähnlich wie in anderen Gebieten des ZGE, hat die I. Etappe der Mineralisation (die Siderit-Mineralisationsetappe) ihre maximale Geltung hauptsächlich in den peripheren Gebieten und nimmt in Richtung zur Mitte des Gebirges allmählich ab, es ändert sich der Charakter der Füllung und klingt stellenweise aus.

Die II. Mineralisationsetappe (die sulfidische) hat im gesamten Ausmass der Entwicklung der I. Etappe eine sehr umfangreiche regionale Geltung. Zum Unterschied zur vorherigen, kam sie vorwiegend bei den Gängen im Inneren des Gebietes zur Geltung. Sie ist überwiegend an den Sideritgängen lokalisiert, kommt aber stellenweise auch an selbständigen Gangstrukturen vor.

Die III. Mineralisationsetappe (Antimonitetappe) kam nahezu ausschließlich im südöstlichen und zentralen Teil des studierten Gebietes, an selbständigen Gängen, jedoch in Nähe von Gängen mit Mineralen älterer Mineralisationsetappen vor.

Aus der Anordnung der Haupttappen der Mineralisation ist ersichtlich, dass die niederthermalen Mineralassoziationen (Antimonitgänge) im zentralen Teil des Gebietes und nicht an der Peripherie entwickelt sind. Es ist dies die Folge des diskontinuierlichen Pulsationsverlaufes der Mineralisation auf Grund einer eigen tümlichen, unexzentrischen, gerade gegensätzlichen Folge der Eröffnung ertragender Strukturen. Die ältesten Strukturen sind an der Peripherie des ZGE verbreitet und die jüngsten in dessen zentralem Gebiet. Die Vererzung bildet eine interessante, eigentümliche Prägung der Mineralisation — die umgekehrt horizontale Zonalität.

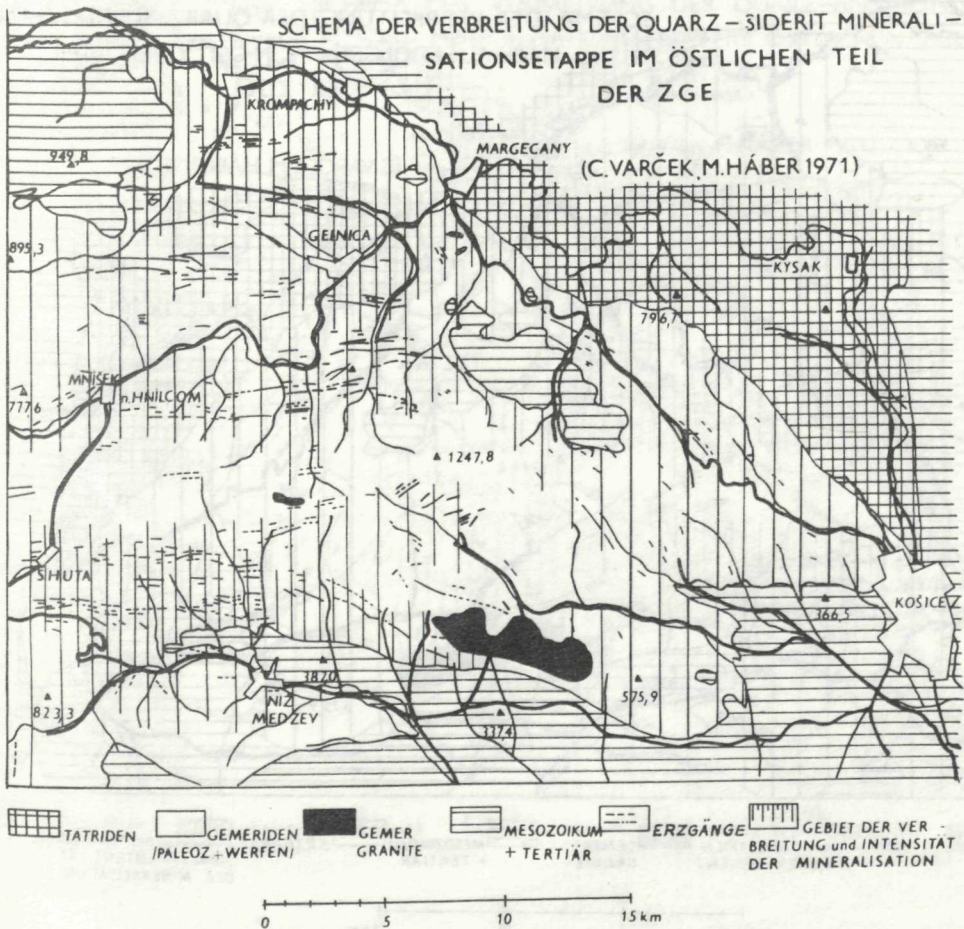


Abb. 30.

Die horizontalen Änderungen der Mineralisation können in regionalem Masstab im Rahmen der Ausscheidung der einzelnen Teiletappen der Mineralisation sehr gut verfolgt werden.

Im Rahmen der eintönigen Mineralisation der Quarz-Sideritetappe kann beobachtet werden, dass an den externeren Gängen Baryt als wesentliches Mineral ausgeschieden wurde (Jaklovce). In kleinerer Menge kam dieses Mineral bei den Gängen des Revieres Markus zur Geltung. An den südlicheren Gängen kommt Baryt nicht einmal in Spurenmengen vor.

Die maximalen Sideritkonzentrationen sind auch mehr oder minder an die peripheren Teile des studierten Gebiets gebunden; sein Gehalt nimmt an den Gängen in Richtung zur Mitte des Gebirges ab. Hier erreicht in der Gangfüllung

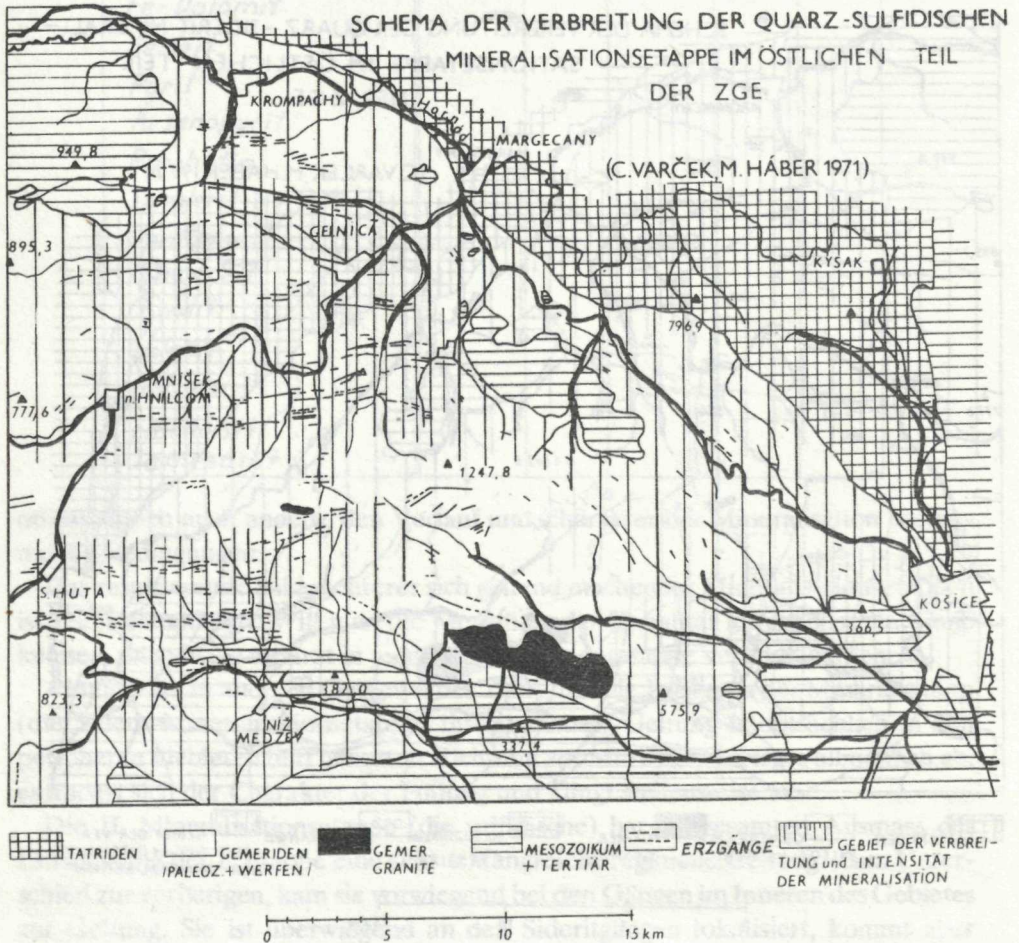


Abb. 31.

bereits von Anfang der Ausscheidung an der Fe-Dolomit das Übergewicht. Es ist möglich, dass in diesem Gebiet (Prakovce) eine bestimmte lokale Spezialisierung von bereits ursprünglichen hydrothermalen Quellen existierte, welche gegenüber den Lösungen in den übrigen Teilen des ZGE einen erhöhten Ca- und Mg-Gehalt hatten.

Die Horizontale Abfolge Quarz-Fe-Dolomit-Siderit-Baryt entspricht der Stellung dieser Minerale in der Sukzession und zeigt in einem gewissen Sinne auch das thermale Gefälle in einem ungrossen Intervall an.

Im Rahmen der viel bunteren *quarz-sulfidischen Mineralisationsetappe* können interessantere Bezeichnungen der räumlichen Zonalität beobachtet werden.

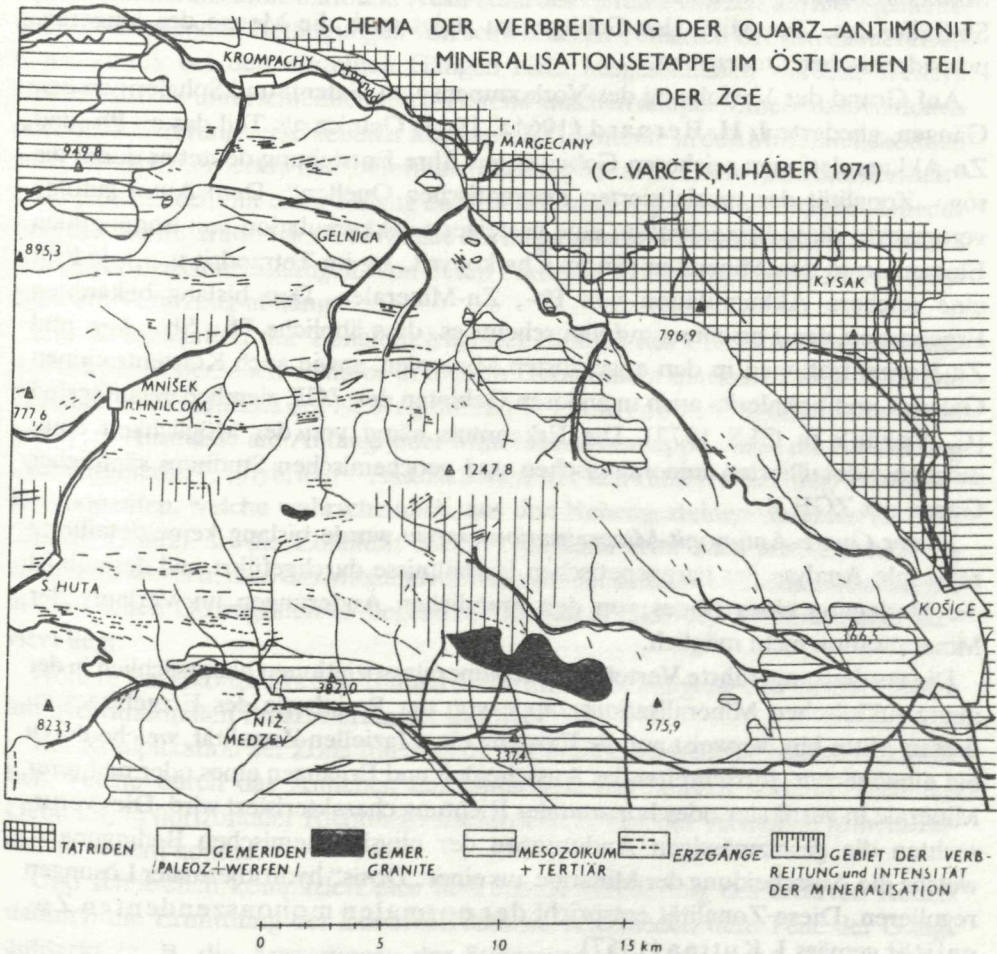


Abb. 32.

In der Füllung der externeren Gänge kommen Hämatit-Spekularit in erhöhtem Masse vor. In Richtung zur Mitte des Gebirges zu klingt sein Gehalt ab. Diese externere Zone wird durch die Gegenwart von erhöhten Gehalten an Zinnober und Tetraedrit-Schwazit charakterisiert. Für den Chalkopyrit ist in dieser Zone der niedrige Gehalt an isomineralen Elementen charakteristisch. Interessant ist bei einigen Gängen dieser Zone auch das Vorkommen von Galenit (Zenderling, Mária huta).

In Richtung zur Mitte des Erzgebirges nimmt der Gehalt dieser Minerale auffällig ab (Zinnober) oder aber es ändert sich auffällig deren Chemismus: Tetraedrit hat niedrigen Hg-Gehalt, im Chalkopyrit steigert sich der Anteil an isomineralen Elementen, hauptsächlich Sn. In der Gangfüllung kommen neue charakteristische Mineralassoziationen hinzu: Pyrit mit Arsenopyrit, Pyrrhotin, Sphalerit, Pb-, Bi-, Sb-Sulfosalze. Zur Mitte des Gebirges zu steigt auch die Menge des jüngeren, postsideritischen Quarzes an.

Auf Grund der Verfolgung des Vorkommens von Galenit und Sphalerit an den Gängen, gliederte J. H. Bernard (1961a, 1963) Gelnica als Teil des an Pb- und Zn-Akkumulationen reicheren Gebietes aus. Ihre Entstehung deutet er durch die sog. „Zonalität der spezialisierten magmatischen Quellen“. Dem Autor zufolge verursachte diese Spezialisierung eine gesteigerte Akkumulation von isomineralen Elementen in den Mineralen (Sn im Chalkopyrit, Ag im Tetraedrit u. a.), jedoch eine reichere Akkumulation von Pb-, Zn-Mineralen. Den bislang bekannten Ergebnissen der Forschung zufolge scheint es, dass ähnliche Pb-, Sb-, Ag-, und Zn-Konzentrationen in den angeführten Mineralen, sowie auch Konzentrationen Galenits und Sphalerits auch in anderen Gebieten des ZGE ziemlich geläufig sind (C. Varček in GLS 1973). Die Erkenntnis hängt von der Möglichkeit eines möglichst detaillierten mineralogischen und geochemischen Studiums sämtlicher Gänge des ZGE ab.

In der *Quarz-Antimonit-Mineralisationsetappe* wurde bislang keine detaillierte regionale Analyse der paragenetischen Verhältnisse durchgeführt und deshalb ist die Darlegung eines Bildes von den räumlichen Änderungen im Verlaufe der Mineralisation nicht möglich.

Die vordem angeführte Verteilung der Mineralassoziationen hauptsächlich in der quarz-sulfidischen Mineralisationsetappe von der Peripherie des Erzgebirges zu dessen Mitte hin, verweist auf die Existenz einer faziellen Zonalität, welche durch ein allmähliches, fortschreitendes Ausscheiden und Ergänzen eines oder mehrerer Minerale in vertikaler oder horizontaler Richtung charakterisiert wird. Dies verursachen die gesetzmässigen Änderungen der physikochemischen Bedingungen, welche die Ausscheidung der Minerale aus einer „Dosis“ hydrothermalen Lösungen regulieren. Diese Zonalität entspricht der normalen monoaszendente Zonalität gemäss J. Kutina (1957).

Bei der Verfolgung der Gesetzmässigkeiten des Ausscheidens der I. und II.

Mineralisationsetappe ist deren unterschiedliche Entwicklung auffällig, welche als polyaszendende Zonalität (J. Kutina, l. c.) mit dem Ausdruck von Rejuvenisation charakterisiert werden kann, d. h., dass nach den allgemein niederthermalen Assoziationen der I. Etappe (Siderit, Fe-Dolomit, Baryt u. a.) die Ausscheidung der Assoziationen höherthermalere Minerale (Turmalin, Sulfide, Sulfosalze u. a.) begann, welche eine Metasomatose im Ganginneren verursachten.

Dieses Bild von der Zonalität ist mehr oder minder idealisiert. Beim detaillierten Studium ist eine ziemlich ungleichmässige Vertretung der einzelnen Assoziationen auch bei ganz nahen Gängen zu beobachten; dies resultiert aus der ungleichmässig intensiven Geltendmachung der jüngeren quarz-sulfidischen Mineralisation, infolge ungleichmässig intensiver Äusserungen der dieser Etappe weg- und raumbereitenden Intermineralisationstektonik. Auch kann der Einfluss von zeitlich nicht gänzlich übereinstimmenden Betätigungen von schwächeren Teilakten der Intermineralisationstektonik bei den einzelnen Gängen nicht ausgeschlossen werden. Weitere Ursache für das unterschiedliche Sich-geltend-machen einiger Mineralassoziationen oder die Vertretung verschiedener isomineraler Elemente in den Mineralen, können auch die „spezialisierten hydrothermalen Lösungen“ sein. Diese „Spezialisiertheit“ kann jedoch auch mit einer bislang zwar unbekannt, jedoch bestimmten Gliederung der Konfiguration der Oberfläche des magmatischen Tiefenkörpers und dessen Apophysen zusammenhängen, von deren Aktivität evident in bedeutendem Ausmass die Vererzung abhängt.

Zur Komplikation der Zonalität trägt der Einfluss des Charakters des geologischen Milieus bei, auch wenn er in diesem Gebiet nicht markant zutage tritt. Die Zonalität des Einflusses des Nebengesteins (V. I. Smirnov 1956) offenbarte sich in geringem Ausmass am Anfang jeder Mineralisationsetappe durch die Entstehung „kontaminierter“, „hybrider“ Assoziationen mit markanterer Geltung lithogener Komponenten, welche wahrscheinlich, aus den Nebengesteinen stammen (Serizit, Chlorit, Quarz). In die Zonalität dieses Typs kann etwa auch jene Erscheinung eingereiht werden, dass das Maximalvorkommen der sulfidischen Mineralisation bei in klastischen Quarzgesteinen liegenden Gängen (Prakovce, Grellenseifener Revier) liegt.

Höhere Barytkonzentration können durch die Mitbeteiligung von Grundwässern am hydrothermalen Prozess erläutert werden.

Zur Komplikation der Zonalität trägt in bedeutendem Masse die Nacherztektonik bei, welche durch das Anheben der einen und das Senken anderer Teile des Gebietes, in horizontaler Richtung verschiedene Stufen der vertikalen Mineralisation annähern konnte.

Und schliesslich kompliziert eine bedeutende Gliederung des erosiven Reliefs dadurch die Ermittlung der Zonalität, dass sie verschieden tiefe Teile der Gänge aufdeckt (z. B. die Äusserungen der Steigerung der Reviers Markus und den externeren Gängen von Žakarovce mit niederthermalere Mineralisation).

Insgesamt kann jedoch die Zonalität im nordöstlichen Teil des ZGE als umgekehrt polyaszendente (im Sinne von Z. Poubá 1965 wohl auch als polymagmatische) Zonalität mit Äusserungen von Rejuvenisation charakterisiert werden. In der I. und II. Etappe der Mineralisation traten jedoch auch Anzeichen von monoaszendenter (fazieller) Zonalität zutage.

Dieses Bild der Zonalität ergänzen im Grunde die von C. Varček entworfenen regionalen horizontalen Änderungen der Mineralisation für das Zips-Gömörer Erzgebirge, auch in diesem bisher wenig durchforschten Gebiet (C. Varček 1962, GLŠ 1973).

Schluss

In der vorliegenden Arbeit legt der Verfasser die Ergebnisse eines mehrjährigen mineralogisch-geochemischen Studiums von hydrothermalen Lagerstätten und Vorkommen im nordöstlichen Teil des ZGE, zwischen Prakovce und Kojšov, dar.

1. Durch mineralogische Forschung wurden ausser laufend vorkommenden Mineralen (Siderit, Fe-Dolomit, Quarz, Serizit, Pyrit, Chalkopyrit, Tetraedrit) und einigen nur örtlich vorkommenden (Kalzit, Gersdorffit, Sphalerit, Galenit, Zinnober, Antimonit, Cosalit), einige bisher in diesem Gebiet nicht identifizierte Minerale (Rutil, Pyrrhotin, Markasit, Violarit, Kobellit, Bournonit, Boulangerit, Jamesonit, Au, Bi) und einige für das ZGE neue (Korynit, Zinckenit) festgestellt. An der Lagerstätte Zenderling wurde ein neues Sulfosalz — $5\text{PbS} \cdot \text{HgS} \cdot 3\text{Sb}_2\text{S}_3$ identifiziert.

In der Arbeit werden die Werte des Reflexionsvermögens und der Bireflexion von 26 sulfidischen und oxydischen Mineralen, und nahezu bei allen Mineralen wird der Wert deren absoluter Härte (VHN) angeführt.

2. Es wurde festgestellt, dass die Siderite im studierten Gebiet im allgemeinen einen gesteigerten MgO-Gehalt (9,8–16,5 %) aufweisen, sodass sie zu den Sideroplessiten und Pistomessiten eingereiht werden können.

Im studierten Gebiet kommt sowohl Tetraedrit-Schwazit, als auch Fe-Zn-Tetraedrit vor. Deren Verteilung kann anhand räumlicher Gesetzmässigkeiten verfolgt werden. Während im nordöstlichen Teil Hg-Tetraedrite (bis zu 12,65 % Hg) vorkommen, kommt im Gebiet von Prakovce und Kojšov Fe-Zn-Tetraedrit mit einem gesteigerten Ag-Gehalt (bis zu 0,44 %) vor.

In regionalem Massstab wurde eine Änderung des Mikrochemismus des Chalkopyrits festgestellt. Am auffälligsten ist der Zuwachs von isomineralem Zinn bei den Gängen im Gebiet von Prakovce.

Bei dem Studium von Pyrit, Gersdorffit und Sphalerit wurde die Abhängigkeit der Änderungen ihrer physikalischen Eigenschaften und Konstanten von den Veränderungen der physikalisch-chemischen Entstehungsbedingungen festgestellt und bestätigt.

3. Durch detailliertes Studium der Makrotexturen, Mikrotexturen und Strukturen der Gangfüllung wurde festgestellt, dass die Mineralisationsprozesse im studierten Gebiet in drei selbständigen Mineralisationsetappen verliefen: der Quarz-Siderit-, der quarz-sulfidischen und der Quarz-Antimonit-Mineralisationsetappe. In ihrem Rahmen konnten acht Mineralisationsperioden unterschieden werden: die Quarz-, Siderit-, Baryt-, Turmalin-, Pyrit-Arsenopyrit-, sulfidische, Karbonat- und Antimonit-Mineralisationsperiode.

In regionalem Massstab können hauptsächlich bei der Entstehung der Mineralisation der I. und II. Etappe horizontale Veränderungen beobachtet werden. In der externeren Zone verlief die Ausscheidung von Baryt, Hämatit, Zinnober und Hg-Tetraedrit. In Richtung zur Mitte wird Siderit von Fe-Dolomit ersetzt. In der inneren Zone wurden Chalkopyrit, Arsenopyrit, Pyrrhotin, Sphalerit, Pb-, Bi-, Sb-Sulfosalze u. a. ausgeschieden.

Gesamtheitlich kann die Zonalität in diesem Gebiet des ZGE, im Hinblick auf die Anordnung der einzelnen Mineralisationsetappen, als umgekehrt polyaszendente Zonalität mit Anzeichen von Rejuvenisation charakterisiert werden.

4. Zu den Problemen der Regenerationsprozesse an den Lagerstätten, welche im studierten Gebiet J. Ilavský — J. Novák (1962) beschreiben, kann bemerkt werden, dass diese das Ergebnis des normalen hydrothermalen Prozesses, z. B. infolge von physikochemischen Veränderungen in der aufsteigenden Lösung, oder durch Einfluss von Metasomatose im Inneren des Ganges infolge von Reaktionen jüngerer Lösungen mit eher ausgeschiedenen Mineralassoziationen sein können. Es wurde z. B. festgestellt, dass Chalkopyrite in Apophysen, welche „regeneriert“ sein sollten und als solche keine grösseren Mengen isomineraler Beimengungen haben sollten, an solchen reicher waren als Chalkopyrite, welche nicht für regeneriert erachtet wurden (in den Hauptgängen).

5. Die Frage des Alters der Vererzung kann im studierten Gebiet nicht eindeutig gelöst werden. Der überwiegende Teil der Ganglagerstätten liegt in Gesteinen der Gelnica-Serie; es besteht keine Möglichkeit der Beobachtung des Zusammenhanges mit der magmatischen Quelle. Laut tektonischer Forschung von J. Konečný sind im nordöstlicher Teil des Erzgebirges alle Gangvorkommen an tektonischen Linien und Defekten alpidischen Alters lokalisiert. Im östlichen Teil des Gebietes wurde im Grubenfeld Palmarum ein unscheinbarer Eingriff hydrothermaler Mineralisation (Ankeritäderchen ohne sulfidische Mineralisation) in die Schuppe des mitteltriassischen Kalkgesteins festgestellt. Auf Grund dieser Tatsachen, sowie auf Grund von Vergleichen von Studien in benachbarten Gebieten nimmt der Autor dieser Arbeit an, dass die Lagerstätten im alpidischen tektonisch-magmatischen Zyklus entstanden.

6. Vom ökonomischen Standpunkt haben in der quarz-sulfidischen Mineralisationsetappe, auch wenn sie sie bis auf kleinere Ausnahmen nicht erreichen, Erzsäulen grösserer Mächtigkeiten die grösste Bedeutung, und in ihrer Verbrei-

tung können ziemlich Unregelmässigkeiten beobachtet werden. Sie ist Trägerin der Cu-Vererzung, welche früher hauptsächlich im Gebiet von Gelnica, aber auch von Prakovce Förderungsobjekt war, und auch gegenwärtig noch ist. Hier sollte sich das Augenmerk hauptsächlich auf das Gebiet zwischen Gelnica und den Gängen des Reviers Markus, sowie auch auf das Gebiet der südlichsten Gänge zwischen Prakovce und Kojšov, richten.

Der Rede wert wäre auch, im Hinblick auf die Möglichkeit des Überganges der Siderit-Baryt-Mineralisation in eine quarz-sulfidische in vertikaler Richtung, die Erforschung der Baryt-Mineralisation im Gebiet von Jaklovce.

Eine nicht geringere Bedeutung des Interesses an der Erforschung sollte auch die stockwerk-imprägnationsartige Hg-Vererzung im Gebiet des Zenderlings haben. Gegenwärtig, wenn die Hg-Weltpreise steigende Tendenz aufweisen, wäre es vielleicht angemessen, auch an dieser Lokalität die Forschung zu Ende zu führen.

Eine eher theoretische als praktische Bedeutung hat die Verfolgung des Vorkommens der Quarz-Antimonit-Mineralisation im südöstlichen Teil des studierten Gebietes, hauptsächlich mit Rücksicht auf die Lösung der Gesamtfolge der Mineralisation im ZGE, da diese Frage noch nicht völlig gelöst ist.

Dankesbezeugung

Am Schluss der Arbeit möchte ich allen jenen meinen aufrichtigen Dank aussprechen, welche mir, ob bei der Terrains- oder labormässigen Erforschung, geholfen haben. Vor allem spreche ich namentlich Univ.-Prof. Dr. C. Varček, C.Sc. für dessen allseitige Hilfe bei den Auswertungsarbeiten und die zahlreichen, anregenden Diskussionen über die Fragen der Probleme betreffs Genese der Lagerstätten, Sukzessionen und Zonalitäten der Vererzung, meinen Dank aus. Den Mitarbeitern des GÜPFUK (Geolog. Inst. d. Komenský-Universität) in Bratislava danke ich für die gute Ausführung der zahlreichen Analysen, Anfertigung von Photographien und Beilagen. Ich danke auch den Kollegen des Geologický prieskum, n. p. (VEB Geologischer Erkundungsdienst) in Spišská Nová Ves und des GÜDŠ (Geologisches Dionýz Štúr-Institut) in Bratislava (Dr. F. Regásek, C. Sc., Dr. J. Beňka, C. Sc., L. Drnčíková) für wertvolle Konsultationen und den Austausch von Erkenntnissen, sowie das Überlassen einiger Materialproben. Besonders möchte ich den Mitarbeitern des „Instituut voor Aardwetenschappen der Vrije Universiteit“ in Amsterdam, namentlich den Herren Univ.-Prof. W. Uytendogaardt, Dr. E. A. Burke und Dr. Maaskant für das Ermöglichen der Messungen des Reflexionsvermögens, der Mikrohärtigkeit und die Ermittlungen des Chemismus anhand der Elektronenstrahlmikroskopie, an den Geräten des genannten Instituts danken.

Übersetzt von E. Walzel.

Schrifttum

ARAYA, R. 1968: Untersuchungen über das Reflexionsvermögen einiger Erzminerale unter Berücksichtigung unterschiedlicher Versuchsbedingungen für seine Bestimmung. Ph. D. Thesis, Universität in München.

BAJANÍK, Š. 1962: Niekoľko poznámok o stratigrafii, magmatizme a tektonike rakoveckej série medzi Čiernou horou a Hnilcom. Geol. Práce, Zošit 61, Geol. Ústav D. Štúra, Bratislava, 235–250.

BAJANÍK, Š. 1967: Štruktúrno-stratigrafický a petrografický výskum paleozoika okolia Gelnice. Geofond, Bratislava, 1–28.

- BARANOVIČOVÁ, K. 1956: Mineralogicko-petrografické rozbory vzoriek z Prakoviec. Geofond, Bratislava.
- BARTELS, W. 1910: Spateisenlagerstätten des Zipser Comitatus in Oberungarn. Archiv f. Lagerstättenforschung, 11, 5, Berlin.
- BECK, C. W. 1950: Differential thermal analysis curves of carbonate minerals. Amer. Mineral., 35, 985–1013.
- BEDNÁŘ, J., KADLEC, E., ŠEFARA, J. 1969: Gravimetria. In Geofyzikálny výskum Spišsko-gemerského rudohoria. Geofond, Bratislava, 34–101.
- BEŇKA, J. 1969: Mineralógia, geochemia a metalogenéza hydrotermálnych rudných žíl v oblasti Mlyniak a Ferdinandky. Geofond, Bratislava.
- BERGFEST, A. 1954a: Máriahuta. Geofond, Bratislava.
- BERGFEST, A. 1954b: Prakovce. Geofond, Bratislava.
- BERNARD, J. H. 1957a: O izomorfním zastupování prvků ve skupině tetraedritu. Rozpravy ČSAV 67, Ústř. Úst. Geol., Praha.
- BERNARD, J. H. 1957b: Předběžná správa o kombinaci výpočtů velikosti mřížkových konstant a semikvantitativních spektrálních analys nerostů pro geochemický výskum rudních žil. Věstník ÚÚG, 32, Praha, 135–145.
- BERNARD, J. H. 1958a: Chemismus a velikost mřížkových konstant spišskogemerských tetraedritů. Rozpravy ČSAV 68, 14, Praha, 1–74.
- BERNARD, J. H. 1958b: Výroční zpráva o mineralogicko-geochemickém výskumu rudních žil Spišsko-gemerského rudohoří za rok 1957. Geofond, Bratislava.
- BERNARD, J. H. 1961a: Mineralogicko-geochemický výzkum rudních žil Spišsko-gemerského rudohoří. Geofond, Bratislava.
- BERNARD, J. H. 1961b: Mineralogie und Geochemie der Siderit-Schwerspatgänge mit Sulfiden im Gebiet von Rudňany (Tschechoslowakei). Geol. Práce, Zošit 58, Geol Úst. D. Štúra, Bratislava, 5–222.
- BERNARD, J. H. 1962a: Gersdorffit z Gelnické Huty na Slovensku. Časopis pro mineralogii a geologii, 1, Praha, 101–103.
- BERNARD, J. H. 1962b: Chemismus některých žilných nerostů ze Spišsko-gemerského rudohoří. Sb. geol. Věd, řada TG 2, Praha, 201–229.
- BERNARD, J. H. 1963: Polyascendent regional zoning in the metallogenic region of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., Czechoslovakia. In „Symposium problems of postmagmatic ore deposition“, I, Praha, 149–153.
- BERNARD, J. H. 1964: Cosalite ($Pb_2Bi_2S_5$) ze sideritové žily v Prakovcích ve Spišsko-gemerském rudohoří. Geol Práce, Správy 33, Bratislava, 43–52.
- BERRY, L. G., THOMPSON, R. M. 1962: X-ray powder data for ore minerals. The Peacock atlas, Geol. Soc. Am., Mem. 85, New York.
- BETECHTIN, A. G. 1955: Gidrotermalnyje rastvory, ich priroda i procesy rudoobrazovanija. In „Osnovnyje rastvory, ich priroda i procesy rudoobrazovanija.“ In „Osnovnyje problemy v učeniji o magmatogennych rudnych mestoroždenijach“. Izdat. AN SSSR, Moskva, 125–275.
- BOUŠKA, V. 1956: Změna mřížkové konstanty Hg-tetraedritu vlivem různého chemického složení. Rozpravy ČSAV, 66, 13, Praha.
- BOWIE, S. H. U., TAYLOR, K. 1958: A system of ore mineral identification. Mining Mag., 99, London, 265–277, 337–345.
- BRINDLEY, G. W., ROBINSON, K. 1951: The chlorite minerals. In “X-ray identification and crystal structure of the clay minerals”. Min. Soc., London, 173–198.
- BROWN, G. 1961: The X-ray identification and crystal structures of the clay minerals. Min. Soc., London.
- BURKE, E. A. J. 1966–1967: In „Results of Vickers hardness measurements on ore minerals, achieved in different laboratories since 1956“. II. summary, (Manuscript) Amsterdam, 1–12.

- CAMBEL, B., JARKOVSKÝ, J. 1967: Geochemie der Pyrite einiger Lagerstätten der Tschechoslowakei. SAV, Bratislava, 1–193.
- CLARC, L. A. 1960: The Fe-As-S system: Phase relations and applications. I., II. *Econ. Geol.*, 55, 7–8.
- ČUCHROV, F. V., BONSTEDT-KUPLETSKAJA, E. M. 1960, 1965, 1967: *Mineraly-spravočník*. T. I., II/1, II/2. Izdat. AN SSSR, Moskva.
- DEMIRSOY, S. 1968: Untersuchungen über den Einfluss der chemischen Zusammensetzung auf die spektralen Reflexionsfunktionen und Mikroindurkärten: Im Spinell-Dreistoffsystem unter besonderer Berücksichtigung der Chromspinelle, im System $\text{FeS}_2\text{-NiS}_2\text{-CoS}_2$, an Zonen eines natürlichen Bravoit-Kristalls. (Manuscript). Techn. Hochschule, Aachen, 1–250.
- DRNZÍKOVÁ, L. 1960: Mineralogické pomery na ložisku Zenderling. Geofond, Bratislava.
- DRNZÍKOVÁ, L. 1969: Mineralogicko-genetické pomery piezokremeňa Spišsko-gemerského rudohoria. *Mineralia slov.*, 1, 2, Košice, 119–134.
- ĐUDA, R. 1976: Rudné výskytý a mineralogicko-paragenetické pomery v oblasti Košické Hámre — Košice — Hýřov. *Mineralia slov.*, 8, 5, Spišská Nová Ves, 447–468.
- ERENBURG, B. G. 1962: Rentgenometričeskoje issledovanie kalcij-soderžaščich sideritov. *Zap. Vsesoj. miner. ob.*, 91, 5, 595–603.
- FEDOR, J. 1968: Slovensko — azbest. Geofond, Bratislava.
- FLEISCHER, M. 1955: Minor elements in some sulfide minerals. *Econ. Geol.* 50. 1–995.
- GEHLEN, K. v., PILLER, H. 1965a: Zur Optik von Hämatit und Ilmenit. *N. Jb. Miner. Mh.*, 97–108.
- GEHLEN, K. v., PILLER, H. 1965b: Optics of hexagonal pyrrhotine Fe_9S_{10} . *Miner. Mag.* 35, 335–346.
- GEHLEN, K. v., HAUSMANN, K. 1969: New data on optical properties of microhardness of galena, bornite, pyrite, chalcopyrite and magnetite. Their Annual Regional Conference, Copenhagen.
- GEOLOGICKO-LOŽISKOVÁ ŠTÚDIA Spišsko-gemerského rudohoria, 1973. I.–XVIII. Geofond, Bratislava.
- GIES, H. J. 1969: Relations between reflectivity, microhardness and element-contents regarding gersdorffite and ullmannite. Their Annual Regional Conference, Copenhagen, 367–376.
- GRAY, I. M., MILLMAN, A. P. 1962: Reflexion characteristic of ore minerals. *Econ. Geol.*, 57, 3, 328–337.
- GRECULA, P. 1965: Geologická stavba strednej časti gemitid a jej vzťah k rudným ložiskám. Geofond, Bratislava.
- GRECULA, P. 1966: K stratigrafii gelnickej série gemitid. *Časopis pro mineralogii a geologii*, 3, Praha.
- GRECULA, P. 1970: K stratigrafii staršieho paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria. *Min. slovac*, 2, 7, (Spiš. Nová Ves), 191–216.
- GUBAČ, J. 1968: Nová mikroskopická metóda merania špecifických váh minerálov. *Časopis pro mineralogii a geologii*, 13, 1 (Praha), 23–31.
- HÁBER, M. 1965: Beitrag zum Studium der Mikrohärtigkeit von Pyrit. *Geol. sbor. SAV.*, XVI., 1 (Bratislava), 113–127.
- HÁBER, M. 1966: Problém zonálnosti postmagmatických rudných ložísk. (Manuskript) *Archív Katedry ner. surovín PFUK*, Bratislava, 99.
- HÁBER, M. 1971: Mineralogicko-geochemický a paragenetický výskum hydrotermálnych žíl v oblasti medzi Prakovcami a Kojšovom. (Manuskript) Geofond, Bratislava, 370.
- HÁBER, M. 1972: Abhängigkeit des Reflexionsvermögens der Sphalerite von deren chemischer Zusammensetzung. *Acta geol et geogr. UC, Geologica*, 22, Bratislava, 169–185.
- HÁBER, M. 1976: „Zonaler“ Gersdorffit aus Gelnická Huta. *Geol. Zborn. Geologica Carpath.*, 27, 1, Bratislava, 193–201.
- HÁBER, M. 1979: Violarit zo žily Mäsiarka pri Gelnickej Hute (Spišsko-gemerské rudohorie). *Mineralia slov.* 11, 3, Bratislava, 255–260.
- HÁBER, M., STREŠKO, V. 1969: Ein neues Kobellit-Vorkommen in dem Zips Gömörer Erzgebirge. *Geol. Zborn. Geologica Carpath.*, 20, 1, Bratislava, 133–151.

- HAK, J. 1956: Mineralogicko-petrografický rozbor rudného materiálu z Dobšíné. Geofond, Bratislava.
- HAK, J. 1959a: Zinkenit a jeho paragense z Husárky v Nízkych Tatrách. Časopis pro miner. a geol., 4, Praha, 397–406.
- HAK, J. 1959b: Mineralogický výskum antimonitových ložísk Nízkych Tater. Geofond, Bratislava.
- HAK, J. 1961: Chemicko-mineralogické studium niektorých nerostů tetraedritové skupiny. Geol. Zborn. SAV, 12, 1, Bratislava, 79–102.
- HAK, J. 1966: Mineralogie a geochemie nízkotatranských antimonitových ložísk. Sborník geol. Věd, řada TG, 7, Praha, 71–144.
- HARCOURT, G. A. 1942: Tables for the identification of ore minerals by X-ray powder patterns. Amer. Miner., 27, 2, 63–113.
- HEGEMANN, F. 1943: Die geochemische Bedeutung von Kobalt und Nickel in Pyrit. Zeitschr. f. angew. Min., 4, 122–239.
- HLADÍK, S. 1957: Závěrečná správa a výpočet zásob z ložiska Prakovce-Grellenseifen. Geofond, Bratislava.
- HLADÍK, S. 1960: Závěrečná zpráva z lokality Gelnica Fe-Hg (Zenderling). Geofond, Bratislava.
- HOWIE, R. A., BROADHURST, F. M. 1958: X-ray data for dolomite and ankerite. Am. Mineral. 143, 1210.
- HURNÝ, J., KRISTÍN, J. 1978: Niektoré Ni-Co minerály z ložiska Rudňany (žila Zlatník). Mineralia slov., 10, 3, Spišská Nová Ves, 221–238.
- ILAVSKÝ, J. 1956: Metalogenetická mapa Spišsko-gemerského rudohoria. Geofond, Bratislava.
- ILAVSKÝ, J. 1957: Geológia rudných ložísk Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. Práce, Zošit 46, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 51–59.
- ILAVSKÝ, J. 1960: Vysvetlivky ku generálnej mape nerastných surovín 1 : 200 000, list Vysoké Tatry, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ILAVSKÝ, J., NOVÁK, F. 1962: Processus de régénération métallogénique d'âge alpin dans les mots métallifères du Spiš et de Gemer. Travaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Grenoble, 38, 219–229.
- IVANOV, M. 1953: Geologicko-petrografické a rudné pomery v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria medzi Kluknavou a Žakarovcami. Geol. zborník SAV 4, 3–4, Bratislava, 705–750.
- IVANOVA, V. P. 1961: Termogramy minerálov. Zap. Vsesoj. mineral. ob-a, 1, 19, Moskva 50–90.
- JURKOVIČ, I. 1960: Quecksilberfahlerz vom Mačkara Gang bei Gomi Vakuf in Bosnien (Jugoslawien). Neues Jb. Monatsh., Abh., 94, Stuttgart, 539–558.
- KALB, G. 1952: Kristalltracht von Bravoit und Pyrit als Kriterium zur Beurteilung der Isomorphie. Neues Jb. Mineral. Monatsh., Stuttgart, 90–93.
- KAMENICKÝ, J. 1949: Prakovce-Grellenseifen. Geofond, Bratislava.
- KAMENICKÝ, J. 1953: Zpráva o geologickom mapovaní na liste Gelnica. Geofond, Bratislava.
- KAMENICKÝ, J. 1956: Zpráva o geologicko-petrografickom výskume serpentinitov v okolí Jakloviec a Jasova v Spišsko-gemerskom rudohorí. Geofond, Bratislava.
- KANTOR, J. 1966: Thermoluminescence of barytes on example some west-carpathian deposits. Geol. zborník SAV, Bratislava, 35–50.
- KONEČNÝ, S. 1967: Štruktúrno-ložiskový výskum slovensko-gelnického a švedlárskeho rudného rájónu. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–52.
- KULP, J. K., KENT, P., KERR, P. F. 1951: Thermal study of the Ca-Mg-Fe carbonate minerals. Amer. Miner., 36, 643, Washington.
- KUTHAN, M. 1941: Ortuťové ložiská Slovenska I. (Gelnica, Dubník). Práce ŠGÚ 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KUTINA, J. 1955: Genetische Diskussion der Makrotexturen bei geochemischen Untersuchung des Adalbert-Hauptganges in Příbram. Chemie der Erde, 17, Jena.
- KUTINA, J. 1957: The zonal theory of ore deposits. Econ. Geol., 52, 3, Lancaster, 316–319.

- LAMOŠ, A. 1967: Štruktúrno-geologický a petrografický výskum územia medzi Gelnicou a Kojšovskou hôfou. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- LAZARENKO, E. K. 1956: O bleklych rudach. Miner. sbornik Lvovsk. geol. obšč-a, 10, Lvov.
- LEBEDEVA, S. L. 1963: Opredelenie mikrotverdoti mineralov. Izdat. AN SSSR, Moskva, 1–122.
- LEONHARD, G. 1843: Handwörterbuch der topographischen Mineralogie. Heidelberg.
- LÉVY, C. 1967: Contribution a la minéralogie des sulfures de Cuivre du type Cu_3XS_4 . Mémoire du Bureau de Recherches géologiques et minières, 54, Paris.
- LÉVY, C., PROUVOST, J. 1957: Rapport entre la chalkopyrite, la stannite et la reniérite. Bull. Soc. franc. minère. et kristallogr., 80, 1–3, Paris.
- LÓPEZ, V. M., SOLER, A., BOSCH-FIGUEROA, J. M. 1969: Optical characteristics of some opaque materials. Third Ann. Regional Conference, Copenhagen.
- MACEK, L. 1938: Rudné ložiská Spišsko-gemerského rudohoria, Sborník Spoj. ban. revíru pre Slovensko a Podkarpatskú Rus. Bratislava.
- MADERSPACH, L. 1880: Magyarország vasére fekhelyei. Budapest.
- MAHEL, M. 1953: Niektoré problémy severogemeridnej synklinály. Geol. sborník SAV, 4, 1–2, Bratislava, 221–254.
- MACHATSCHKI, F. 1928: Präzisionsmessungen der Gitterkonstanten verschiedener Fehlerze. Formel und Struktur derselben. Zeitschr. f. Kristal., 68, Leipzig, 1–204.
- MAKEDONOV, S., CVETKOV, A. I. 1957: Ankerit v ugfonosnych seriach Vorkuty. Zap. Vsesojuzn. miner. obšč-a, 86, Moskva, 1–722.
- MÁŠKA, M. 1960: In „Tectonic development of Czechoslovakia“. Praha.
- MICHEJEV, V. J. 1957: Rentgenometričeskej opredeliteľ mineralov. Gosgeoltechizdat Moskva, 1–868.
- MIEHE, G. 1971: Crystal structure of kobellite. Nature Phys. Sci., 231, 23, London, 133–134.
- MOENKE, H., MOENKE, L. 1966: Einführung in die Laser-mikroemissionsspektral-Analyse. Leipzig, 250.
- MOZGOVA, N. N., BORODAJEV, J. S., NESTEROVA, J. S., ARAPOVA, G. A. 1966: O novoj nachodke cinkenita v Srednej Azii. Dokl. AN SSSR, 166, Moskva, 1416–1419.
- NAKHLA, F. M. 1956: The hardness of metallic minerals in polished sections. Econ. Geol., 51, 8, 811–827.
- NOVÁK, F. 1960: Závěrečná zpráva o geochemicko-mineralogickém výzkumu ložiska Mária baňa a okolí I., II. Geofond, Bratislava.
- NOVÁK, F. 1962: Kritéria alpinských regeneračních procesů na hydrotermálních ložiskách gemerid. Geol. Práce, Zošit 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 113–126.
- NOVÁK, F. 1967: Chemismus tetraedritu ze VII. až X. patra žily Mária u Rožňavy. Časopis pro miner. a geol., 12, 1, Praha, 49–58.
- NYRKOV, A. A. 1964: Etalonnnye rentgenogramy brojnerita i pistomezita i zavissimost' ich charakteristik ot chimičeskogo sostava. Rentgenografija mineral'nogo syrja, 4. Moskva.
- ODEHNAL, L. 1951: Zpráva o železorzudných a měděných ložiskách v obvodu Mária huta SŽB. Geofond, Bratislava.
- PADĚRA, K. 1955: Röntgenometrické určení pararammelsbergitu z Dobšíné. Sborník ÚÚG, 21, odd. geol., Praha, 813–826.
- PAPP, K. v. 1919: Die Eisenerz- und Kohlenvorräte des Ungarischen Reiches. Budapest, 1–638.
- PÄRNAMAA, E. 1963: On the use of Vickers microhardness (VH) in the microscopical identification of ore minerals, especially sulphides of Pb, Bi, Sb. Lunds Universit. årsirft. N. F., Afd. 2, 59, 3.
- POKORNÝ, J. 1955: Sledování migrace prvků při úpravě rudního materiálu z Rudňan, Archív ÚVR, Kutná Hora.
- POVARENNYCH, A. S. 1963: Tverdosť mineralov. Izd. AN USSR, Kyjev, 1–302.
- RAMDOHR, P. 1962: Rudnyje mineraly i ich srastanija. Izd. I., Moskva, 1–1158.
- REGÁSEK, F. 1967: Mineralógia, paragenéza a geochémia hydrotermálnych rudných žíl v oblasti

- Slovinky-Žakarovce-Kropachy. Manuskript — archív Geol Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–185.
- SACHAROVA, M. S. 1955: O vismutových sulfosoljach Ustarasejskogo mestoroždenija. Trudy miner. muzeja, 7, Moskva.
- SACHAROVA, M. S. 1966: O zavissimosti chimičeskogo sostava bleklych rud ot uslovij rudoobrazovanija. In „Očerki geochimiji endogennyh i gipergennyh processov“, Izd. Nauka, Moskva.
- SAUKOV, A. A. 1939: Rtuť v barytach. Dokl. An SSSR, 22, 5, Moskva, 258–260.
- SAUKOV, A. A. 1966: Geochimija. Izd. Nauka, Moskva.
- SMIRNOV, V. I. 1965: Geologija poleznych iskopajemyh. Izd. Mir, Moskva.
- STRUNZ, H. 1966: Mineralogische Tabellen. 4. Aufl. Akad. Verlagsges. Geest u. Portig K-G, Leipzig.
- ŠADLUN, T. N., BORODAJEV, J. S., BERNSTEJN, P. S., BESSMERTNAJA, M. S., RAKČEJEV, A. D., RJABEVA, E. G., VJALSOV, L. N., SLAVSKAJA, A. J. 1968: The state of quantitative measurements of optical properties ore minerals in the Soviet Union. Report for the Six general meeting of IMA session „Quantitative methods in ore microscopy“. Moskva.
- TÓTH, M. 1882: Magyarország ásványai különös tekintettel thermöhelyeik megállapítására. 324.
- TRDLIČKA, Z. 1967: Mineralogicko-chemický výskum sideritu z rudníha revíru Fichtenhübel (Spišsko-gemerské rudohorí). Časopis pro miner. a geol., 12, 1, Praha, 27–35.
- TRDLIČKA, Z., KUPKA, F. 1957: Kobellit a ryzí vismut z lokality Fichtenhübel (Spišsko-gemerské rudohorí). Časopis pro miner. a geol., 4, Praha.
- TRDLIČKA, Z., LITOMISKÝ, J. 1959: Příspěvek k mineralogii Železníka a jeho okolí (Slovenské rudohorí). Časopis pro miner. a geol., 4, Praha, 70–85.
- VÁCLAV, J. 1956: Geologické a paragenetické pomery sideritového ložiska Segen Gottes. Manuskript — archív Katedry nerastných surovín PFUK, Bratislava, 1–101.
- VARČEK, C. 1957: Přehľad paragenetických pomerov rudných ložísk Gemera. Geol. práce, Zošit 46 (Bratislava) 107–131.
- VARČEK, C. 1959: Metalogenetické pomery okolia Rožňavy v Spišsko-gemerskom rudohorí. Geofond, Bratislava.
- VARČEK, C. 1961a: Paragenetické pomery žily Bernardi pri Rožňave. Acta geol. et geogr. UC, Geologica, 4, Bratislava, 107–155.
- VARČEK, C. 1961b: Postavenie sideritovej mineralizácie v Západných Karpatoch a jej vývoj v čase a priestore. Manuskript — archív Katedry nerastných surovín PFUK, Bratislava, 1–151.
- VARČEK, C. 1961c: Zonale Verteilung der hydrothermalen Vererzung im Zips-Gömörer Erzgebirge und Einfluss des geologischen Milieus auf den Charakter der Mineralisation. Geol. práce, Zošit 60, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 281–302.
- VARČEK, C. 1962: Vývoj hydrotermálnej mineralizácie Spišsko-gemerského rudohoria v čase a priestore. Geol. práce, Zošit 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 101–112.
- VARČEK, C. 1963: Ni-Minerály z Nižnej Slanej. Acta geol. et geogr. UC, Geologica, 8, Bratislava.
- VARČEK, C. 1971: Potvrdenie identifikácie niektorých akcesorických Ni-minerálov zo sideritových ložísk Spišsko-gemerského rudohoria pomocou elektrónkovej mikrosondy. Mineralia slov., 3, 11, Spišská Nová Ves, 231–236.
- VARČEK, C., HÁBER, M., STREŠKO, V., ŠAMAJOVÁ, E. 1968: Vzťahy medzi chemizmom, termálnosťou a fyzikálnymi vlastnosťami sfaleritov. Acta geol. et geogr. UC, Geologica, 13, Bratislava, 13–54.
- WINCHELL, V. N., WINCHELL, H. 1953: Optičeskaja mineralogija. Izd. IL, Moskva.
- YOUNG, B. B., MILLMAN, A. P. 1964: Microhardness and deformation characteristics ore minerals. Bull. Inst. Mining and Metallurgy 689, 73, 7, 437–466.
- ZELENKA, L. 1927: Přehled geologických poměrů okolí Kropachů na Slovensku. Věstník SGÚ ČSR III., Praha 4–5.
- ZEPHAROVICH, V. v. 1859, 1873, 1893: Mineralogisches Lexicon für das Kaiserthum Österreich. I–III, Wien.

Tafelerklärungen I—XII

Taf. I

Abb. 1. Grobkristallinisches, kataklasiertes Aggregat von Siderit mit jüngeren Äderchen feinkörnigen Baryts. Grellenseifen, Segen Gottes, 4. Hor., Probe Nr. 1. Verkleinerung 1:2. Photo L. Oswald.

Abb. 2. Metakristalle Baryts im Siderit. Jaklovce, Baniská. Anschliff. Vergrößerung 3×. Photo L. Oswald.

Abb. 3. Kataklasierter Metakristall Barytes, verheilt durch jüngere Sideritgeneration. Grellenseifen, Otokar Gang 36. Dünnschliff. Nicols // . Vergr. 45×. Photo L. Oswald.

Taf. II

Abb. 1. Hypidiomorphes Gersdorffitaggregat im Siderit. Prakovce, Gang Frangepan. Anschliff. Nicols // . Vergrößerung 45×. Photo L. Oswald.

Abb. 2. Kollomorphes, kranzförmiges, teilweise rekristallisiertes Gersdorffitaggregat im Siderit. Prakovce, Gang Frangepan. Anschliff. Nicols // . Vergr. 22×. Photo L. Oswald.

Abb. 3. Zonaler Gersdorffit. Durch Ätzen mit HNO_3 (1:1) wurde der zonale Bau der Kristalle und zwei Generationen Gersdorffits festgestellt. Der jüngere dringt die Zonen entlang durch, in Form von Kapilläräderchen auch quer durch die Zonen älteren Gersdorffits. Prakovce, Gang Hyacinti. Anschliff. Nicols // . Vergr. 55×. Photo L. Oswald.

Taf. III

Abb. 1. Kokardentextur der Füllung des Ganges Segen Gottes am V. Hor. Die Bruchstücke der benachbarten Gesteine sind von Quarz I. und Siderit I. „umhüllt“. Makrophotographie. Verkleinerung 2:3. Photo L. Oswald.

Abb. 2. Äderchen von Quarz III. mit schwarzem Turmalin in der älteren Siderit-Gangfüllung. Grellenseifen, Segen Gottes, Probe Nr. 38. Natürliche Grösse. Photo L. Oswald.

Taf. IV

Abb. 1. Äderchen von Quarz IV. mit ausgeschiedenen Sulfiden (Pyrit, Chalkopyrit und Tetraedrit) zwischen benachbartem Gestein und älterem Sideritgang. Der Quarz IV. hat kollomorphen Charakter. Grellenseifen, Segen Gottes, IV. Hor., 42. Natürliche Grösse. Photo L. Oswald.

Abb. 2. Idiomorphe Kriställchen Arsenopyrits am Rande des rekristallisierten Pyrit-Arsenopyrit-Aggregates. Im Pyrit kleine Körnchen Chalkopyrits. 310× vergrößert. Photo L. Oswald.

Taf. V

Abb. 1. „Wurmförmige“ und „kettenförmige“ kollomorphe Gebilde Pyrites im Chalkopyrit. Es kann die Andeutung der Entstehung von idiomorphen Pyritkristallen durch Sammelkristallisation aus dem ursprünglich kollomorphen Aggregat beobachtet werden. Grellenseifen, Gang Albrecht, Probe Nr. 46. 47-fache Vergrößerung. Photo L. Oswald.

Abb. 2. „Wurmförmige“ Gebilde Pyrites im Chalkopyrit und Tetraedrit. Gang Otokar, Probe Nr. 34. Anschliff, 210-fache Vergr. Photo L. Oswald.

Abb. 3. „Atollförmiger“, kollomorpher Pyrit im Chalkopyrit. Inmitten des Atolls befindet sich Tetraedrit. Chalkopyrit ist von Covellin und Chalkosin verdrängt. Gelnica, Gang Roberti, Probe Nr. 6. Anschliff. 210-fache Vergrößerung. Photo L. Oswald.

Abb. 4. Skelettförmige und zonale Entwicklung von Pyrit im Quarz. An den Flächen der Zuwachszonen dringt in den Pyrit Chalkopyrit ein. Gelnická Huta, Gang Mäsiarka, Probe Nr. 67. Anschliff, 50-fache Vergrößerung. Photo L. Osvald.

Taf. VI

Abb. 1. „Idioblastisches Sieb“ Tetraedrites im Pyrit. Im Tetraedrit (grau kommt ein Kristall gediegenen Goldes (weiss) vor. Segen Gottes, Probe Nr. 17. Anschliff. 210-fache Vergrößerung. Photo L. Osvald.

Abb. 2. Rekristallisation eines Quarz-Arsenopyrit-Aggregates. Es kann die Entstehung idiomorpher Kristalle Arsenopyrits beobachtet werden, im Inneren welcher — wahrscheinlich aus Materialmangel — leere Hohlräume mit interessanter „spinnen-netzartiger“ Anordnung der kleinen Körner Arsenopyrits entstanden. Grellenseifen, Gang Korunka, Probe Nr. 93. Anschliff, 136-fache Vergr. Photo L. Osvald.

Abb. 3. Tafeliges und schuppiges kataklasiertes Aggregat von Hämatit-Specularit, verdrängt durch jüngeren Fe-Dolomit. Segen Gottes, 4. Hor. Anschliff. 22-fache Vergrößerung. Photo L. Osvald.

Abb. 4. Musketovitisierung (Pseudomorphose des Magnetits nach Hämatit) von Specularit. Das Specularitfeldchen (s) ist von Magnetit (m) angegriffen und verdrängt. Segen Gottes, 5. Hor. Anschliff. 150-fache Vergrößerung. Photo L. Osvald.

Taf. VII

Abb. 1. Umwandlung von lamelligem Pyrrhotin (py) zu Pyrit (p) — Markasit (m) — Aggregat. Zwischen den „Lamellen“ des Pyrits und Markasits entstand Magnetit. Prakovce, Anna Relichová, Probe Nr. 80. Anschliff. 50-fache Vergrößerung. Photo L. Osvald.

Abb. 2. Kollomorpher Violarit mit äusserer rekristallisierter Zone mit Andeutungen der Entstehung oktaedrischer Begrenzung. Der Violarit (v) befindet sich zusammen mit dem Chalkopyrit (ch) und dem Pyrit-Markasit-Aggregat (p-m) in der Quarz-Karbonat-Ader. Gelnická Huta, Gang Mäsiarka, Probe Nr. 67. Anschliff. 136-fache Vergr. Photo L. Osvald.

Abb. 3. Das Vordringen von Chalkopyrit in den Spaltungsritzen im Sphalerit. Gelnická Huta, Anna Relichová, Probe Nr. 81. Anschliff. 170-fache Vergr. Photo L. Osvald.

Abb. 4. Pseudomorphose von Chalkopyrit (ch) nach idiomorphem Pyrit-kristall (weiss). Grellenseifen, Segen Gottes, 6. Hor., Probe Nr. 31. Anschliff. 136-fache Vergr. Photo L. Osvald.

Taf. VIII

Abb. 1. Eindringen von Tetraedrit an der Korngrenze und den Spaltungsritzen des Siderites. Unter Einwirkung von Oxydationsprozessen verwandelt er sich zu einem Gemenge von Tetraedrit, Zinnober und Chalkopyrit. Grellenseifen, Gang Otokar, Probe Nr. 33. Anschliff. 43-fache Vergrößerung. Photo L. Osvald.

Abb. 2. Metakristalle Cosalits und dessen Äderchen im Tetraedrit. Grellenseifen, Gang Korunka 93. Anschliff. 350-fache Vergrößerung. Photo L. Osvald.

Abb. 3. Verdrängung der Kobellitnadeln (k) durch Tetraedrit (t) und Bourbonit (b) an den Spaltungsflächen des Kobellits entlang. Prakovce, Johan Spillergrund 76. Anschliff. 150-fache Vergrößerung. Photo L. Osvald.

Abb. 4. Galenit mit typischer Spaltbarkeit und Bourboniteinschlüssen (grauere isometrische Körner). Kojšov, Probe Nr. 62. Anschliff. 136-fache Vergr. Photo L. Osvald.

Taf. IX

Abb. 1. Kobellit (k)-Tetraedrit (t)-Aggregat. Im Kobellit kommen Einschlüsse gediegenen Wismuts (b) vor. Grellenseifen, Gang Korunka 92. Anschliff. 1450-fache Vergr. Photo L. Oswald.

Abb. 2. Tetraedritäderchen im Siderit. Bei den Oxydationsprozessen im Gang verwandelte sich der Tetraedrit (t) zu Zinnober (c) und Chalkopyrit (ch). Grellenseifen, Gang Otokar 32. Anschliff. 136-fache Vergr. Photo L. Oswald.

Abb. 3 Feinkörniges Körneraggregat von Zinnober und Baryt im Porphyroid. Zenderling 40. Anschliff. Nicols X. 55-fache Vergrößerung. Photo L. Oswald.

Taf. X

Abb. 1. Elektronenbild „Pb_{K α} “ im Zinnober-Boulangerit-„Gelnicit“-Aggregat. Das Maximum an Pb befindet sich im Boulangerit. Zenderling. 200-fache Vergr. Photo P. Maaskant.

Abb. 2. Elektronenbild „Hg_{K α} “ im Zinnober-Boulangerit-„Gelnicit“-Aggregat. Der Hg-Maximalgehalt befindet sich im Zinnober/siehe Rand des Aggregates, der grundlegende Gehalt ist im „Gelnicit“ und der Minimalgehalt befindet sich im Boulangerit. Zenderling. 200-fache Vergrößerung. Photo P. Maaskant.

Abb. 3. Identifikation des Aggregates von „Gelnicit“ und Zinnober anhand der Elektronenstrahlmikrosonde. Zenderling. 1200-fache Vergrößerung. Photo Dr. J. Krištin. a — Komposition; b — Pb_{L α} ; c — Hg_{L α} ; d — Sb_{L α}

Taf. XI

Abb. 1. Körniges Antimonitaggregat (a) verdrängt metasomatisch Quarz. Im Aggregat befinden sich Zinckenitkörner (z). Gang Hilmar, Probe Nr. 102. Anschliff. Nicols // . 50-fache Vergrößerung. Photo L. Oswald.

Abb. 2. Detto. Nicols X. Photo L. Oswald.

Abb. 3. Mosaikstruktur eines Antimonitaggregates. Gang Hilmar, Probe Nr. 102. Anschliff. Nicols X. 50-fache Vergrößerung. Photo L. Oswald.

Abb. 4. Zinckenit (z) in einem Antimonitaggregat (a). Kojšov, Gang Rimarka. Anschliff. 136-fache Vergrößerung. Photo L. Oswald.

Taf. XII

Abb. 1. Nierenförmiger Limonit mit radial-strahligem, faserigem Aufbau aus Beschlägen von Mn-Oxiden. Grellenseifen, Gang Otokar, Probe Nr. 34. 1,7-fache Vergrößerung. Photo: L. Oswald.

Abb. 2. Covellin verdrängt bei Oxydation Chalkopyrit (ch). Im Aggregat befinden sich Pyrit (p), Sphalerit (s), Quarz (q) und Siderit (si). Prakovce, J. Spillergrund, Probe Nr. 76. Anschliff. 136-fache Vergrößerung. Photo: L. Oswald.

Abb. 3. Konzentrisch geschichtete radialstrahlige Aggregate Delafossits (? an Limonit. Grellenseifen, Gang Otokar, Probe Nr. 34. Anschliff. 55-fache Vergrößerung. Photo: L. Oswald.

Milan Háber

Mineralogicko-geochemický a paragenetický výskum hydrotermálnych žíl v oblasti medzi Prakovcami a Kojšovom (Spišsko-gemerské rudohorie)

Súhrn

Riešeniu širokej problematiky metalogenézy Spišsko-gemerského rudohoria (SGR) sa venovala zo strany geológov počas mnohých desaťročí veľká pozornosť. V poslednom období sa v širokej miere riešili problémy geologickej stavby a metalogenézy z najrôznejších aspektov, výsledkom čoho bolo zostavenie Geologicko-ložiskovej štúdie SGR (1973).

Výskumom strednej a východnej časti SGR sa však nevenovala dostatočná pozornosť. Od roku 1963 sa aj tu robil intenzívny geologický výskum a prieskum (P. Grecula 1963-1970, S. Konečný 1967, A. Lamoš 1967 a i.). Súbežne sa venovala pozornosť aj riešeniu metalogenetických problémov, hlavne štúdiu hydrotermálnych žíl (P. Grecula 1965, M. Háber 1971, R. Ďuďa 1976 a i.).

Na území starých ložiskových revírov medzi Prakovcami, Gelnicou a Kojšovom sa vyčlenilo od severu smerom na juh 6 tektonicko-ložiskových ťahov (žily v Jaklovciach, juhovýchodné ukončenie Gelnickej žily, ložisko Zenderling a žily revíru Markus, žily medzi Gelnickou Hutou a Kojšovom — grellenseifenský revír, žily v Prakovciach, žilná štruktúra Jašterica). Do územia sa vkladajú i nevýrazné vyhluchnutie hydrotermálnych žíl zo Žakaroviec. Priebeh jednotlivých žíl v jednotlivých ťahoch je vyznačený na priloženej mape. V tabuľke 1 sa uvádza súpis všetkých žíl so semikvantitatívnym odhadom zastúpenia primárnych minerálov v žilnej výplni.

Komplexným mineralogickým a geochemickým štúdiom sa identifikovalo v študovanej oblasti na hydrotermálnych ložiskách 37 primárnych a opisalo sa 12 sekundárnych minerálov. Okrem bežne sa vyskytujúcich minerálov (siderit, Fe-dolomit, kremeň, sericit, pyrit, chalkopyrit, tetraedrit) a niektorých len lokálne sa vyskytujúcich minerálov (kalcit, baryt, gersdorffit, sfalerit, galenit, rumelka, antimonit, arzenopyrit, hematit, magnetit, cosalit) sa zistili niektoré doteraz v tejto oblasti neidentifikované minerály (rutil, turmalín, chlorit, albit, pyrotín, markazit, violarit, kobellit, bourmonit, boulangerit, jamesonit?, Au, Bi, Hg) a niektoré nové minerály pre oblasť Spišsko-gemerského rudohoria (korynit, zinckenit). Na ložisku Zenderling sa identifikovala nová sulfosol Pb-Hg-Sb-S.

Pre identifikáciu jednotlivých minerálov a zistenie ich vlastností a chemického zloženia sa použila vo väčšine prípadov kombinácia čo možno najväčšieho počtu vhodných a dostupných metód tak, aby výsledky poskytli spoľahlivé údaje, potrebné ku genetickej interpretácii zistených výsledkov. Výsledky štúdia sú doplnené početnými tabuľkami, obrázkami, makro- i mikrografiami. Z výsledkov výskumu vyplynuli niektoré závery, ktoré uvádzame v stručnej forme.

Študované „siderity“ treba na základe zisteného vysokého obsahu izomorfného MgO (9.8–19.0 %) považovať za sideroplezity a pistomezity (tab. 2), čo sa potvrdilo i röntgenometrickým štúdiom. V závislosti na chemickom zložení koliše i merná tiaž sideritu v rozmedzí 3.45–3.63 gcm⁻³.

Zistila sa zákonitá závislosť odraznosti a mikrotrvdosti gersdorffitu na zmenách jeho chemického zloženia. Čím vyšší je obsah niklu, tým je vyššia odraznosť a nižšia mikrotrvdosť a čím je vyšší obsah Fe a Co, tým je odraznosť gersdorffitu nižšia, no mikrotrvdosť dosahuje vyššie hodnoty.

Meraním trvdosti pyritu sa potvrdila už skôr zistená závislosť jeho trvdosti na genetických podmienkach (hydrotermálny pyrit 1309–1415 kp. mm⁻², kolomorfný pyrit 1130–1273 kp.mm⁻², sedimentárny pyrit 1160 kp.mm⁻², pseudomorfóza pyritu po pyrotíne 1015 kp. mm⁻²). Podobnú tendenciu závislosti možno pozorovať i na disperzných krivkách odraznosti (obr. 11).

Identifikovaný violarit je primárnym minerálom na žilkách v siderite a gersdorffite. Pre identifikáciu sú dôležité údaje rtg-analýzy ($a_0 = 9.458 \pm 0.003 \text{ \AA}$), chemické zloženie (Fe 27.5 %, Ni 26.4 %, Co 0.1 %, S 44.1 %), hodnoty odraznosti ($R_{470} 38.3 \%$, $R_{546} 42.2 \%$, $R_{589} 44.1 \%$, $R_{650} 48.2 \%$) a mikrotrvdosti (VHN₁₀₀ 325–401 kp. mm⁻²).

Systematickým štúdiom odraznosti, mikrotvrdosti a lokálnych zmien chemického zloženia sfaleritu sa potvrdila ich zákonitá závislosť (tab. 31). So zvyšovaním sa obsahu izomorfného železa v mriežke sfaleritu sa znižuje odraznosť a zvyšuje jeho tvrdosť.

V študovanej oblasti možno pozorovať priestorové zmeny chemického zloženia chalkopyritu. Kým na žilách revíru Markus je chalkopyrit chudobný na izomínérálne i anizomínérálne prvky, v oblasti Prakoviec ich obsahuje v značnom množstve. Najnápadnejšie je pribúdanie izomorfného cínú, ktorý tu dosahuje až 0.08 % obsah, čo je jeden z najvyšších obsahov Sn v chalkopyritoch SGR.

Tetraedrit je svojim chemickým zložením najzaujímavejší minerál. V severovýchodnej časti územia sa vyskytujú prevažne Hg-tetraedrit až schwazit s obsahom Hg 4.99–12.65 %. Na žilách medzi Prakovcami a Kojšovom sa vyskytujú Fe-Zn tetraedrity so zvýšeným obsahom Ag (do 0.44 %). Rôznemu chemickému zloženiu tetraedritu zodpovedajú i odlišné vlastnosti (tab. 41): odraznosť (R_{470} 30.15–31.3 %, R_{546} 30.5–31.3 %, R_{589} 30.49–31.6 %, R_{650} 28.9–31 %), mikrotvrdosť (VHN₅₀ 274–360 kp. mm⁻²), merná tiaž (4.34–4.78 gcm⁻³) a mriežková konštanta a_0 (10.355–10.488 Å).

U skôr identifikovaného kobellitu (M. Háber — V. Streško 1969) sa spresnili údaje o štruktúre minerálu (G. Miehe 1971): $a_0 = 22.575 \pm 0.003$ Å, $b_0 = 34.104 \pm 0.004$ Å, $c_0 = 4.038 \pm 0.006$ Å, priestorová grupa Pnmm, Z = 2, ortorombická symetria.

Na lokalite Zenderling sa zistila sulfosol s kryštalochemickým vzorcom 5PbS. HgS. 3Sb₂S₃. Pre jej identifikáciu sú dôležité údaje o chemickom zložení (Pb 42.6 %, Hg 8.3 %, Sb 29.4 %, S 19.6 %), odraznosti (R_{\min} 470 nm 39.8 %, 546 nm 38.4 %, 589 nm 37.6 %, 650 nm 36.0 %; R_{\max} 470 nm 42.2 %, 546 nm 40.5 %, 589 nm 40.0 %, 650 nm 38.0 %), mikrotvrdosti (VHN₅₀ 107–165 kp. mm⁻²) a röntgenometrické údaje (tab. 51). Po vyriešení štruktúry sulfosoli sa postúpi na schválenie za nový minerál.

Cenné sú systematické údaje o odraznosti a dvojdraze 26 sulfidických a oxidických minerálov, ako aj hodnoty mikrotvrdosti takmer pre všetky študované minerály.

Podrobným štúdiom sa zistilo, že mineralizačný proces v študovanej oblasti prebiehal v troch samostatných mineralizačných etapách — kremeň-sideritovej, kremeň-sulfidickej a kremeň-antimonitovej (tab. 59–63). V rámci týchto sa dalo rozlíšiť celkovo 8 až 9 mineralizačných periód (kremenná, sideritová, barytová, turmalinová, pyrit-arsenopyritová, sulfidická s. s., rumelková, karbonátová a antimonitová).

Geochemický charakter študovaných ložísk sa v podstate neodlišuje od charakteru iných ložiskových oblastí SGR.

V I. etape má dominantné postavenie Fe, ku ktorému sa ako makrokomponenty družia Mg, Mn a Ca. V sv. časti územia sa vo zvýšenej miere uplatňuje Ba, v jz. časti zase lokálne Ni.

V II. etape sú okrem Si dominantnými prvkami v žilnej výplni hlavne Cu, Fe, Sb a As, pričom za typické makrozložky možno považovať Pb, Zn, Hg, Bi. Z mikroelementov si zasluhujú pozornosť predovšetkým obsahy Ag, Cd, Sn, Bi, Ni, Co ai. Lokálne sa vylúčilo menšie množstvo B, Na, Al a i. hybridných prvkov.

V III. etape je okrem Si dominujúcim prvkom Sb, menej Zn a Pb.

Žilná a žilnikovo-impregnačná mineralizácia vznikala z hydrotermálnych, v prevažnej miere juvenilných roztokov, ktoré sa uvoľňovali z hlbokouloženého magmatického zdroja najpravdepodobnejšie charakteru granodioritov — kremitých dioritov. V oblasti sa uplatnila určitá špecializácia magmatického zdroja, ktorá sa prejavila medziiným všeobecným zvýšením obsahu MgO v siderite, zvýšeným obsahom obsahom Sn v chalkopyrite, Ag v tetraedrite, zvýšenými lokálnymi akumuláciami sfaleritu, galenitu a pod. Predpokladáme tiež uplatnenie sa podpovrchových síranových vôd zo súvrstvia permu — verfénu pri vzniku väčších akumulácií barytu v sv. časti územia (Jaklovce).

Proces mineralizácie mal pulzačný charakter, pričom každý z týchto pulzov mal samostatnú tektonickú prípravu, samostatný fyzikálno-chemický režim roztokov a tým sa určoval i charakter jeho mineralizácie.

Meranie teplôt vzniku niektorých minerálov poukázalo na termálne rozdielnosti v rôznych mineralizačných periódach a potvrdilo úvahy o termálnom spáde vylučovania sa minerálov či už v rámci jednej etapy mineralizácie alebo i o podstatných rozdieloch medzi vylučovaním sa minerálov kremeň-sideritovej a kremeň-sulfidickej etapy mineralizácie.

Výsledný obraz uplatnenia sa viacerých etáp a periód mineralizácie je v celej oblasti značne komplikovaný.

Kremeň-sideritová etapa má svoje maximálne uplatnenie hlavne v okrajových častiach územia a smerom do stredu pohoria pozvoľne slabne, mení charakter výplne, až miestami vyznieva (obr. 30). Faciálna zonálnosť sa prejavuje vylučovaním barytu v najexternejších zónach a zámenou sideritu Fe-dolomitom smerom do stredu územia.

Kremeň-sulfidická etapa má veľmi široké regionálne uplatnenie v celom rozsahu vývoja I. etapy. Na rozdiel od nej sa podstatnejšie uplatnila na žilách vo vnútornej časti územia. Faciálna zonálnosť sa prejavuje vylučovaním hematitu, rumelky a Hg-tetraedritu na externejších, severnejších žilách. Vo vnútornejších zónach sa vylučovali vyššie termálne minerály ako chalkopyrit, arzenopyrit, pyrotin, sfalerit, sulfosoli Pb, Bi, Sb a i. (obr. 32).

Celkovo možno charakterizovať zonálnosť v tejto časti SGR vzhľadom na regionálne rozloženie jednotlivých etáp mineralizácie ako obrátenú polyascendentnú zonálnosť s prejavmi rejuvenizácie.

Otázku veku zrudnenia v študovanej oblasti možno riešiť iba veľmi obťažne. Prevažná väčšina žilných ložísk leží v horninách gelnickej série bez možnosti pozorovania súvislostí s konkrétnym magmatickým zdrojom. Žilné ťahy sú lokalizované na tektonické línie alpínskeho veku (S. Konečný 1967). Vo východnej časti územia sa zistil v banskom poli Palmarum nepatrný prenik hydrotermálnej mineralizácie do šupiny strednotriasových vápencov. Na základe týchto súvislostí sa predpokladá, že ložiská i v tejto oblasti vznikli, tak ako v celom SGR, v alpínskom tektonomagmatickom cykle.

V území sa zatiaľ nezistili intrúzie vrchnokriedových gemitidných granitoidov. Ich výskyt, ako i možnosť ich vplyvu na mineralizáciu, možno len predpokladať. Je pravdepodobné, že kremeň-antimonitové žily vyskytujúce sa v jv. časti, lokalizujú na povrch nevystupujúcu apofýzu gemitidnej žuly, ktorú v priestore Jedlinky zistili gravimetrickými výskumom (J. Bednář et al. 1969). Na základe prítomnosti vyššetermálnej asociácie minerálov možno v oblasti Prakoviec predpokladať prítomnosť podobnej apofýzy.

Z ekonomického hľadiska má v študovanej oblasti najväčší význam kremeň-sulfidická etapa mineralizácie, i keď nenadobúda, až na menšie výnimky v rudných stĺpoch, väčšie mocnosti a v jej rozšírení možno pozorovať dosť nepravidelnosti. Je nositeľom Cu-zrudnenia, ktoré hlavne v Gelnici, ale i v oblasti Prakoviec bolo v minulosti a je i v súčasnosti predmetom ťažby. Tu by sa mala sústrediť pozornosť hlavne na oblasť medzi Gelnicou a žilami revíru Markus, ako aj na oblasť najjužnejších žíl medzi Prakovcami a Kojšovom.

Za zmienku by stál prieskum barytovej mineralizácie v oblasti Jakloviec s ohľadom na možnosť prechodu barytovej a baryt-sideritovej mineralizácie do kremeň-sulfidickej vo vertikálnom smere.

Nemenší význam záujmu prieskumu by malo predstavovať aj žilníkovno-impregnačné Hg-zrudnenie v oblasti Zenderlingu. V súčasnosti, keď svetové ceny Hg majú vzrastajúcu tendenciu, bolo by vhodné i na tejto lokalite doviest prieskum do konca.

Skôr teoretický význam má sledovanie výskytu kremeň-antimonitovej mineralizácie v jv. časti študovanej oblasti, hlavne s ohľadom na riešenie celkovej postupnosti vylučovania minerálov v SGR, pretože táto otázka nie je ešte jednoznačne doriešená.

Zoznam tabuliek v texte

- Tab. 1. Semikvantitatívne zastúpenie minerálov na žilách v oblasti medzi Prakovcami a Kojšovom (SGR)
- Tab. 2. Chemické analýzy sideritu
- Tab. 3. Porovnanie chemického zloženia sideritov z rôznych oblastí Spišsko-gemerského rudohoria
- Tab. 4. Röntgenometrická identifikácia sideritu
- Tab. 5. Spektrálne analýzy sideritu

- Tab. 6. Indexy lomu a merná tiaž Fe-dolomitu
- Tab. 7. Chemické analýzy Fe-dolomitu
- Tab. 8. Röntgenometrická identifikácia Fe-dolomitu
- Tab. 9. Chemické analýzy a merná tiaž barytu
- Tab. 10. Spektrálne analýzy barytu
- Tab. 11. Spektrálne analýzy kremeňa
- Tab. 12. Röntgenometrická identifikácia turmalínu
- Tab. 13. Spektrálne analýzy turmalínu
- Tab. 14. Spektrálne analýzy albitu
- Tab. 15. Odraznosť rutilu
- Tab. 16. Röntgenometrická identifikácia chloritu
- Tab. 17. Spektrálne analýzy chloritu
- Tab. 18. Mikrotvrdosť pyritu
- Tab. 19. Spektrálne analýzy pyritu
- Tab. 20. Kvantitatívne spektrálne analýzy pyritu
- Tab. 21. Odraznosť arzenopyritu
- Tab. 22. Spektrálne analýzy arzenopyritu
- Tab. 23. Röntgenometrická identifikácia korynitu
- Tab. 24. Laserova analýza korynitu
- Tab. 25. Odraznosť korynitu
- Tab. 26. Porovnanie odraznosti hematitu
- Tab. 27. Spektrálne analýzy hematitu
- Tab. 28. Odraznosť magnetitu
- Tab. 29. Odraznosť pyrotínu
- Tab. 30. Odraznosť markazitu
- Tab. 31. Odraznosť sfaleritu
- Tab. 32. Chemické zloženie, odraznosť a mikrotvrdosť sfaleritu
- Tab. 33. Spektrálne analýzy sfaleritu
- Tab. 34. Odraznosť chalkopyritu
- Tab. 35. Chemické a kvantitatívne spektrálne (*) analýzy chalkopyritu
- Tab. 36. Spektrálne analýzy chalkopyritu
- Tab. 37. Chemické analýzy tetraedritu
- Tab. 38. Spektrálne analýzy tetraedritu
- Tab. 39. Odraznosť tetraedritu
- Tab. 40. Merná tiaž tetraedritu
- Tab. 41. Závislosť fyzikálnych a optických vlastností tetraedritu na jeho chemickom zložení
- Tab. 42. Odraznosť kobellitu zo žily Korunka
- Tab. 43. Dvojodraz bournonitu
- Tab. 44. Odraznosť bournonitu
- Tab. 45. Röntgenometrická identifikácia bournonitu
- Tab. 46. Odraznosť galenitu
- Tab. 47. Spektrálne analýzy galenitu
- Tab. 48. Kvantitatívne spektrálne analýzy galenitu
- Tab. 49. Dvojodraz bizmutu
- Tab. 50. Dvojodraz rumelky
- Tab. 51. Röntgenometrická identifikácia prírodného a syntetického „gelnicitu“
- Tab. 52. Röntgenometrická identifikácia kalcitu
- Tab. 53. Spektrálne analýzy kalcitu
- Tab. 54. Odraznosť antimonitu

- Tab. 55. Röntgenometrická identifikácia antimonitu
- Tab. 56. Spektrálne analýzy antimonitu
- Tab. 57. Odraznosť zinckenitu
- Tab. 58. Röntgenometrická identifikácia zinckenitu
- Tab. 59. Schéma postupnosti vylučovania minerálov v oblasti Jakloviec a revíru Markus
- Tab. 60. Schéma postupnosti vylučovania minerálov na Zenderlingu
- Tab. 61. Schéma postupnosti vylučovania minerálov na žilách v oblasti Prakovce-Grellenseifen-Kojšov
- Tab. 62. Schéma postupnosti vylučovania minerálov na žile Anna Relichová
- Tab. 63. Schéma postupnosti vylučovania minerálov na žile Hilmar

Zoznam obrázkov v texte

- Obr. 1. Termogram sideritu (1 – ideálny siderit, 2 – Segen Gottes 38, 3 – J. Spillergrund 76, 4 – Mäsiarka 67, 5 – Segen Gottes 22, 6 – Segen Gottes 54, 7 – Jaklovce 3)
- Obr. 2. Teplota dekrepitácie sideritu
- Obr. 3. Ternárny diagram izomorfného systému ankerit-kutnahorit-dolomit (1–7 — čísla vzoriek z tab. 2)
- Obr. 4. Termogram Fe-dolomitu (1 – Anna Relichová 80, 2 – Roberti 6, 3 – Segen Gottes 67, 4 – Otokar 33, 5 – Košická Belá)
- Obr. 5. Teplota dekrepitácie Fe-dolomitu
- Obr. 6. Teplota dekrepitácie barytu
- Obr. 7. Disperzné krivky odraznosti gersdorffitu (štandard-silicon) (1 – Anna Relichová 80, 2 – Mäsiarka 67, 3 – Mäsiarka 67, 4,5 – I. M. Gray — A. P. Millman 1962)
- Obr. 8. Teplota dekrepitácie kremeňa
- Obr. 9. Disperzné krivky odraznosti rutilu (štandard-carborundum)
- Obr. 10. Termogramy chloritu (1 – klinochlor-prochlorit in V. P. Ivanova 1961, 2 – klinochlor in V. P. Ivanova 1961, 3 – pennin in V. P. Ivanova 1961, 4 – Korunka 104,5 – Segen Gottes 63,6 – Zenderling 41)
- Obr. 11. Disperzné krivky odraznosti pyritu (štandard-silicon)
- Obr. 12. Disperzné krivky odraznosti arzenopyritu (štandard-silicon)
- Obr. 13. Disperzné krivky odraznosti korynitu (štandard-silicon)
- Obr. 14. Disperzné krivky odraznosti hematitu (štandard-carborundum)
- Obr. 15. Disperzné krivky odraznosti magnetitu (štandard-carborundum) (1 – Segen Gottes 4, 2 – Segen Gottes 22, 3, 4 – in K. Gehlen — K. Hausmann 1968)
- Obr. 16. Disperzná krivka odraznosti pyrotínu (štandard-silicon)
- Obr. 17. Disperzné krivky odraznosti markazitu (štandard-silicon)
- Obr. 18. Disperzné krivky odraznosti sfaleritu (štandard-carborundum)
- Obr. 19. Disperzné krivky odraznosti chalkopyritu (štandard-silicon)
- Obr. 20. Disperzné krivky odraznosti tetraedritu-tennantitu (štandard carborundum) (1–9 – čísla analýz v tab. 39)
- Obr. 21. Početnosť meraní mikrotvrdosti (VHN₅₀) tetraedritov
- Obr. 22. Disperzné krivky odraznosti kobellitu (štandard-silicon)
- Obr. 23. Disperzné krivky odraznosti boumonitu (štandard-silicon)
- Obr. 24. Disperzné krivky odraznosti galenitu (štandard-silicon)
- Obr. 25. Disperzná krivka odraznosti bizmutu (štandard-silicon)
- Obr. 26. Disperzné krivky odraznosti rumelky (štandard-carborundum)
- Obr. 27. Disperzné krivky odraznosti sulfosoli Pb-Hg-Sb-S („gelnicitu“) (štandard-silicon)
- Obr. 28. Disperzné krivky odraznosti antimonitu (štandard-silicon)
- Obr. 29. Disperzné krivky odraznosti zinckenitu (štandard-silicon)

- Obr. 30. Schéma rozšírenia kremeň-sideritovej mineralizačnej etapy vo východnej časti SGR
 Obr. 31. Schéma rozšírenia kremeň-sulfidickej mineralizačnej etapy vo východnej časti SGR
 Obr. 32. Schéma rozšírenia kremeň-antimonitovej mineralizačnej etapy vo východnej časti SGR

Tektonicko-ložiskové ťahy v oblasti Prakovce — Kojšov. (Zostavil: M. Háber 1971)

1 – kvartér, 2 – mezozoikum, 3 – serpentinit, 4 – perm, 5 – rakovecká séria, 6 – gelnická séria, 7 – hranice a číslo tektonicko-ložiskových ťahov v tab. 1, 8 – siderit-barytové žily, 9 – siderit-kremeň-sulfidické žily, 10 – Fe-dolomit-siderit-sulfidické žily, 11 – kremeň-antimonitové žily, 12 – impregnácie rumelky, 13 – číslo žily v tab. 1.

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám I—XII

TAB. I

- Obr. 1. Hrubokryštalický kataklazovaný agregát sideritu s mladšími žilkami jemnozrného barytu. Grellenseifen, Segen Gottes, 4. hor., vz. č. 1. Zmenšenie 1 : 2. Foto L. Oswald
 Obr. 2. Metakryštály barytu v siderite. Jaklovce, Baniská. Nábrus. Zväčšenie 3 ×. Foto L. Oswald
 Obr. 3. Kataklazovaný metakryštál barytu vyhojený mladším sideritom. Grellenseifen, Otokar žila 36. Výbrus, nikoly II. Zväčšenie 45 ×. Foto L. Oswald

TAB. II

- Obr. 1. Hypidiomorfný agregát gersdorffitu v siderite. Prakovce, žila Frangepan. Nábrus, nikoly II, zväčšenie 45 ×. Foto L. Oswald
 Obr. 2. Kolomorfný, venčekovitý zčasti rekryštalizovaný agregát gersdorffitu v siderite. Prakovce, žila Frangepan. Nábrus, nikoly II, zväčšenie 22 ×. Foto L. Oswald
 Obr. 3. Zonálny gersdorffit. Leptaním HNO_3 (1 : 1) sa zvýraznila zonálna stavba kryštálu a dve generácie gersdorffitu. Mladšia preniká pozdĺž zón alebo v podobe kapilárnych žiliek preniká naprieč zón staršieho gersdorffitu. Prakovce, žila Hyacinti. Nábrus, nikoly II, zväčšenie 55 ×. Foto L. Oswald

TAB. III

- Obr. 1. Kokardová textúra žilnej výplne žily Segen Gottes na 5. hor. Úlomky okolnej horniny sú „obaľované“ kremeňom I a sideritom I. Zmenšenie 2 : 3. Foto L. Oswald
 Obr. 2. Žilky kremeňa III s čiernym turmalínom v staršej sideritovej výplni. Grellenseifen, Segen Gottes, vz. č. 38. Foto L. Oswald

TAB. IV

- Obr. 1. Žilky kremeňa IV so sulfidmi (pyrit, chalkopyrit a tetradrit) medzi okolnou horninou a staršou sideritovou žilou. Kremeň IV má kolomorfný charakter. Grellenseifen, Segen Gottes, 4. hor., vz. č. 42. Foto L. Oswald
 Obr. 2. Idiomorfne kryštálky arzenopyritu na okraji rekryštalizovaného pyrit-arzenopyritového agregátu. V pyrite malé zrníčka chalkopyritu. Zväčšenie 310 ×. Foto L. Oswald

TAB. V

- Obr. 1. „Červíkovité“ a „retiazkovité“ kolomorfné útvary pyritu v chalkopyrite. Je možné pozorovať vznik idiomorfnych kryštálikov pyritu zbernou kryštalizáciou z pôvodného kolomorfného agregátu. Grellenseifen, žila Albrecht, vz. č. 46. Zväčšenie 47 ×. Foto L. Oswald.
 Obr. 2. „Červíkovité“ útvary pyritu v chalkopyrite a tetradrite. Žila Otokar, vz. č. 34, Nábrus, zväčšenie 210 ×. Foto L. Oswald.
 Obr. 3. „Atolkovité“ kolomorfný pyrit v chalkopyrite. Uprostred atolku sa nachádza tetradrit. Chalkopyrit je zatláčaný chalkozínom. Gelnica, žila Roberti, vz. č. 6, Nábrus, zväčš. 210 ×. Foto L. Oswald.

Obr. 4. Kostrovitý a zonálny vývoj pyritu v kremeň. Na plochách prírastkových zón pyritu sa vyskytuje chalkopyrit. Gelnická Huta, žila Mäsiarka, vz. č. 67. Nábrus, zväčšenie 50 ×. Foto L. Oswald.

TAB. VI

Obr. 1. „Idioblastické sito“ tetraedritu v pyrite. V tetraedrite (sivý) sa nachádza kryštálik rýdzeho zlata (biely). Segen Gottes, vz. č. 17. Nábrus, zväčšenie 210 ×. Foto L. Oswald.

Obr. 2. Rekryštalizácia kremeň-arzenopyritového agregátu. Možno pozorovať vznik idiomorfnych kryštálikov arzenopyritu, vnútri ktorých pravdepodobne z nedostatku materiálu vznikli prázdne priestory so zaujímavým „pavučinovým“ usporiadaním malých zrníčok arzenopyritu. Grellenseifen, žila Korunka, vz. č. 93. Nábrus, zväčšenie 136 ×. Foto L. Oswald.

Obr. 3. Tabuľkovitý a šupinkovitý agregát hematitu — spekularitu, zatláčaný mladším Fe-dolomitom. Segen Gottes, 4. hor. Nábrus, zväčšenie 22 ×. Foto L. Oswald.

Obr. 4. Mušketovitizácia spekularitu. Tabuľky spekularitu (s) sú zatlačené magnetitom (m). Segen Gottes, 5. hor. Nábrus, zväčšenie 150 ×. Foto L. Oswald

TAB. VII

Obr. 1. Premena lamelárneho pyrotínu (py) na pyrit (p) — markazitový (m) agregát. Medzi lamelami pyritu a markazitu vznikol magnetit. Prakovce, Anna Relichová, vz. č. 80. Nábrus, zväčšenie 50 ×. Foto L. Oswald.

Obr. 2. Kolomorfný violarit s vonkajšou rekryštalizovanou zónou s náznakmi vzniku oktaedrického obmedzenia. Violarit (v) sa nachádza spolu s chalkopyritom (ch) a pyrit-markazitovým agregátom (p-m) v kremeň-karbonátovej žile. Gelnická Huta, žila Mäsiarka, vz. č. 67. Nábrus, zväčšenie 136 ×. Foto L. Oswald.

Obr. 3. Prenikanie chalkopyritu po štiepateľnosti sfaleritu. Gelnická Huta, Anna Relichová, vz. č. 81. Nábrus, zväčšenie 170 ×. Foto L. Oswald.

Obr. 4. Pseudomorfóza chalkopyritu (ch) po idiomorfnom kryštáliku pyritu (biely). Grellenseifen, Segen Gottes, 6. hor., vz. č. 31. Nábrus, zväčšenie 136 ×. Foto L. Oswald.

TAB. VIII

Obr. 1. Prenikanie tetraedritu po hraniciach zrn a štiepateľnosti sideritu. Oxidačnými procesmi sa mení na zmes tetraedritu, chalkopyritu a rumelky. Grellenseifen, žila Otokar, vz. č. 33. Nábrus, zväčšenie 43 ×. Foto L. Oswald.

Obr. 2. Metakryštály cosalitu a jeho žilky v tetraedrite. Grellenseifen, žila Korunka, vz. č. 93. Nábrus, zväčšenie 350 ×. Foto L. Oswald.

Obr. 3. Zatláčanie ihličiek kobellitu (k) tetraedritom (t) a bournonitom (b) pozdĺž puklín štiepateľnosti kobellitu. Prakovce, Johann Spillergrund, vz. č. 76. Nábrus, zväčšenie 150 ×. Foto L. Oswald.

Obr. 4. Galenit s typickými štiepnymi trhlinami a uzavreninami bournonitu (sivšie izometrické zrná). Kojšov, vz. č. 62. Nábrus, zväčšenie 136 ×. Foto L. Oswald.

TAB. IX

Obr. 1. Kobellit (k) — tetraedritový (t) agregát. V kobelite sa nachádzajú uzavreniny rýdzeho bizmutu (b). Grellenseifen, žila Korunka, vz. č. 92. Nábrus, zväčšenie 1450 ×. Foto L. Oswald.

Obr. 2. Tetraedritová žilka v siderite. Oxidačnými procesmi na žile sa mení tetraedrit na rumelku (c) a chalkopyrit (ch). Grellenseifen, žila Otokar, vz. č. 32. Nábrus, zväčšenie 136 ×. Foto L. Oswald.

Obr. 3. Jemnozrnný agregát rumelky a barytu v porfyroide. Zenderling, vz. č. 40. Nábrus, nikoly X, zväčšenie 55 ×. Foto L. Oswald.

TAB. X

Obr. 1. Elektronový obraz $Pb_{K\alpha}$ v rumelkovo-boulangeritovo-„gelnicitovom“ agregáte. Maximum Pb sa nachádza v boulangerite. Zenderling. Nábrus, zväčšenie 200 ×. Foto P. Maaskant.

Obr. 2. Elektronový obraz $Hg_{K\alpha}$ v rumelkovo-boulangeritovo-„gelnicitovom“ agregáte. Maximum Hg sa nachádza v rumelke (viď okraj agregátu), podstatný obsah Hg je v „gelnicite“ a minimum sa nachádza v boulangerite. Zenderling, Nábrus, zväčšenie 200 ×. Foto P. Maaskant.

Obr. 3. Identifikácia agregátu „gelnicitu“ a rumelky pomocou mikrosondy. Zenderling. Nábrus, zväčšenie 1200 ×. Foto J. Krištín (a – kompozícia, b – $Pb_{L\alpha}$, c – $Hg_{L\alpha}$, d – $Sb_{L\alpha}$)

TAB. XI

Obr. 1. Zrnitý agregát antimonitu (a) metasomaticky zatláča kremeň. V agregáte sa nachádza zinckenit (z). Žila Hilmar, vz. č. 102. Nábrus, nikoly//. Zväčšenie 50 ×. Foto L. Oswald.

Obr. 2. Detto. Nikoly X.

Obr. 3. Mozaiková štruktúra antimonitového agregátu. Žila Hilmar, vzorka č. 102, Nábrus, zväčšenie 50 ×, nikoly X. Foto L. Oswald.

Obr. 4. Zinckenit (z) v antimonitovom agregáte (a). Kojšov, žila Rimarka. Nábrus, zväčšenie 136 ×. Foto L. Oswald.

TAB. XII

Obr. 1. Ladvinovitý limonit s radiálno-lúčovitou vláknitou stavbou s povlakmi Mn-oxidov. Grellenseifen, žila Otokar, vz. č. 34. Zväčšenie 1,7 ×. Foto L. Oswald.

Obr. 2. Počiatkové štádium oxidácie chalkopyritu (C – chalkopyrit, k – kovelín, p – pyrit, s – sfalerit, q – kremeň, si – siderit). Prakovce, žila J. Spillergrund, vz. č. 76. Zväčšenie 136 ×. Foto L. Oswald.

Obr. 3. Radiálno-lúčovitý agregát delafossitu (?) na limonite. Grellenseifen, žila Otokar, vz. č. 34. Zväčšenie 55 ×. Foto L. Oswald.

Милан Габер

Минералогическо-геохимическое и парагенетическое исследование гидротермальных жил между селениями Праковце и Койшов (Спишко-Гемерское рудогорье)

Резюме

В предлагаемой работе даны результаты всестороннего изучения минералогии, геохимии и парагенезиса гидротермальных месторождений и рудопроявлений в северо-восточной части Спишко-Гемерского рудогорья между селениями Праковце и Койшов (ЧССР).

Наряду с обычно встречающимися минералами (сидерит, Fe-доломит, кварц, серицит, пирит, халькопирит, тетраэдрит) и некоторыми минералами, наблюдаемыми только локально (кальцит, герсдорфит, сфалерит, галенит, киноварь, антимонит, козалит, гематит, магнетит, турмалин, хлорит, альбит), были констатированы до сих пор не идентифицированные в этой области минералы (рутил, пирротин, марказит, виоларит, кобеллит, бурнонит, буланжерит, джемсонит, Au, Bi), а также такие, которые в Спишко-Гемерском рудогорье еще не были известны (коринит, цинкенит). В месторождении Зендерлинг была определена новая сульфосоли – $5PbS \cdot HgS \cdot 3Sb_2S_3$.

В работе приводится химический состав, рентгенометрическое определение некоторых минералов, их физические и оптические константы (плотность, микротвердость, отражательная способность и двуотражение). Для многих минералов определялась температура их образования.

Установлено, что сидериты исследованной области отличаются повышенным содержанием MgO (9,8–16,6 %). Это позволяет отнести их к сидероплезитам и пистомезитам.

В области встречаются тетраэдрит-швацит и Fe-Zn-тетраэдрит; члены теннантитовой группы отсутствуют. В распределении минералов наблюдается пространственная закономерность. В северо-восточной части области представлены преимущественно Hg-тетраэдриты и швациты (до 12,65 % Hg), в средней и юго-западной частях Fe-Zn-тетраэдриты, имеющие в некоторых жилах повышенное содержание Ag (до 0,44 %).

В региональном масштабе наблюдается изменение микрохимического состава наиболее распространенного сульфидного минерала – халькопирита. В более северных жилах содержание микроэлементов минимальное. Южнее, в области сел. Праковце, их содержание значительно увеличивается. Особенно резко возрастает содержание изоморфного олова (до 0,08 %).

Для некоторых минералов прослеживалась зависимость между их химическим составом и оптическими и физическими свойствами. Для сидерита установлено закономерное увеличение удельного веса (плотности) с повышением содержания FeO + MnO, его уменьшение с возрастающим содержанием MgO. Изучение герсдорфита показало, что чем выше содержание Ni, тем сильнее отражательная способность и меньше твердость; чем больше содержание Fe + Co, тем отражательная способность слабее, а твердость достигает максимума. Подтвердилась уже ранее установленная зависимость, которая выражается уменьшением отражательной способности и увеличением твердости сфалерита с повышением содержания изоморфного Fe в его решетке. Точно также подтвердилось, что твердость пирита зависит от генетических условий его образования. Минимальные величины имеют псевдоморфозы пирита по пирротину ($VHN_{\text{ср}} 1015 \text{ кг/мм}^2$, средние – пириты осадочного происхождения ($VHN_{\text{ср}} 1160 \text{ кг/мм}^2$), самые высокие – пириты гидротермального происхождения ($VHN_{\text{ср}} 1450 \text{ кг/мм}^2$).

Детальное изучение макротекстур, микротекстур и жильного выполнения привело к заключению, что в исследованной области было три самостоятельных этапа минерализации: сидеритовый, кварц-сульфидный и кварц-антимонитовый. В их пределах различается 8 периодов минерализации (кварцевый, сидеритовый, баритовый, турмалиновый, пирит-арсенопиритовый, собственно сульфидный, карбонатный, антимонитовый).

В региональном масштабе наблюдаются горизонтальные изменения минерализации, которые относятся главным образом к этапам I и II. Во внешней, северной зоне, прежде всего отлагались барит, гематит, киноварь и Hg-тетраэдрит. По направлению к центру области сидерит уступает место Fe-доломиту. Во внутренней зоне прежде всего выделяются халькопирит, арсенопирит, пирротин, сфалерит, сульфосоли Pb, Bi, Cu, Sb и др.

Впервые изучалась термальность образования некоторых минералов (сидерит, Fe-доломит, барит, кварц) в жилах. Результаты показывают, что температуры, при которых образовывались исследованные минералы, не были одинаковыми в различные периоды минерализации. Подтвердились предположения о том, что в пределах одного этапа минерализации термальность постепенно понижалась с выделением минералов, а также, что существовали различия между температурами образования в низкотемпературном сидеритовом этапе минерализации и более высокотемпературном кварц-сульфидном.

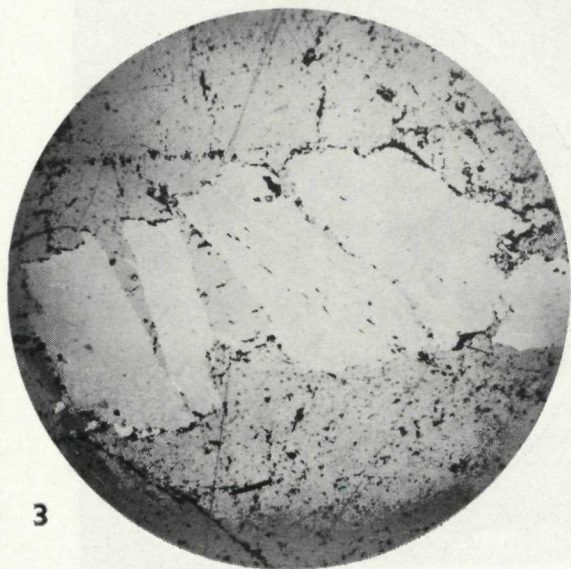
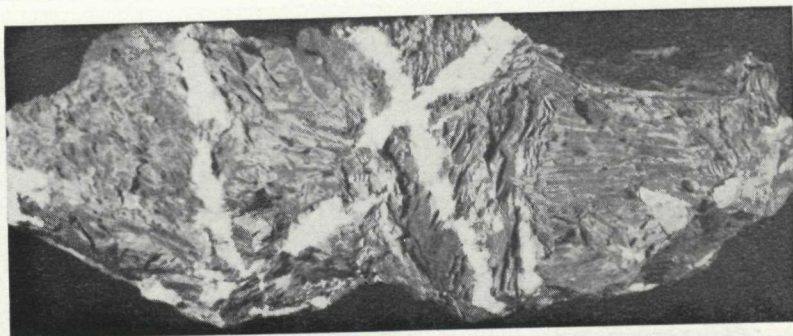
Основываясь на приведенных выше результатах и принимая во внимание характер отдельных этапов минерализации (в самой внешней части проявления сидеритового этапа, в средней и центральной частях – кварц-сульфидного, в центральной части – кварц-антимонитового), можно охарактеризовать горизонтальную зональность этой части Спишско-Гемерского рудогорья как обращенную, многократно восходящую зональность с явлениями омоложения.

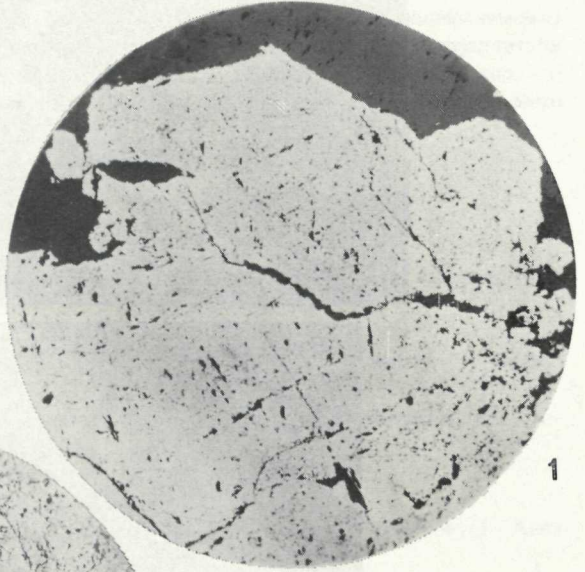
В исследованной области вопросы происхождения и возраста эпигенетического оруденения однозначно решить нельзя. Жильные месторождения находятся по большей части в породах гельнишской свиты, и нет возможности наблюдать их генетическую связь с магматическим источником. Изучение тектоники северо-восточной части Спишско-Гемерского рудогорья позво-

лило установить, что все жильные месторождения расположены на тектонических линиях и нарушениях альпийского возраста. В восточной части области установлено незначительное влияние гидротермальной минерализации (жилка анкерита без сульфидной минерализации) в чешуе среднетриасовых известняков. Все эти факты, и в частности сравнение с результатами подобных исследований месторождений в соседних областях, приводят к предположению, что исследованные нами месторождения образовались во время альпийского тектоно-магматического цикла.

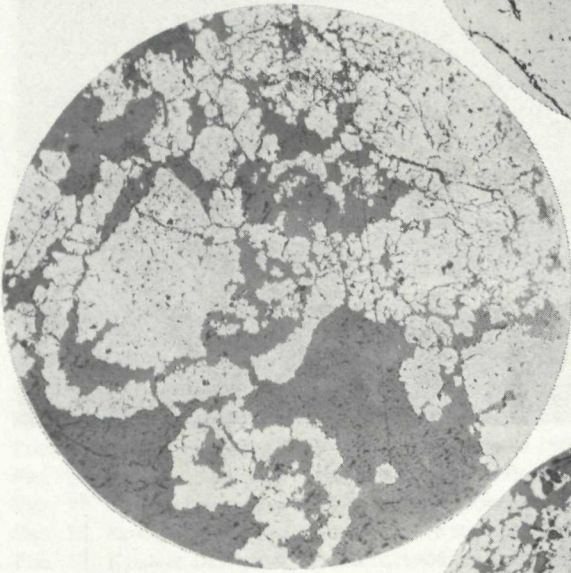
Пояснения к рисункам

- Рис. 1. Термограмма сидерита (1 – идеальный сидерит, 2 – Зеген Готтес 38,3 – Й. Шпиллергрунд 76, 4 – Мэсиарка 67, 5 – Зеген Готтес 22, 6 – Зеген Готтес 54, 7 – Якловце 3)
- Рис. 2. Температура декрепитации сидерита
- Рис. 3. Тройная диаграмма изоморфной системы анкерит-кутнагорит-доломит (1–7 – номера образцов в таблице 2)
- Рис. 4. Термограмма Fe-доломита (1 – Анна Релихова 80, 2 – Роберти 6, 3 – Зеген Готтес 67, 4 – Отокар 33, 5 – Кошицка Бела)
- Рис. 5. Температуры декрепитации Fe-доломита
- Рис. 6. Температура декрепитации барита
- Рис. 7. Кривые дисперсии отражательной способности герсдорфита (эталон-силикон) (1 – Анна Релихова 80, 2 – Мэсиарка 67, 3 – Мэсиарка 67, 4 и 5 – Грей-Мильман, 1962)
- Рис. 8. Температура декрепитации кварца
- Рис. 9. Кривые дисперсии отражательной способности рутила (эталон-карборунд)
- Рис. 10. Термограммы хлорита (1 – клинохлор-прохлорит (рипидолит) in Иванова 1961, 2 – клинохлор in Иванова 1961, 3 – пеннин in Иванова 1961, 4 – Корунка 104, 5 – Зеген Готтес 63, 6 – Зендерлинг 41)
- Рис. 11. Кривые дисперсии отражательной способности пирита (эталон-силикон)
- Рис. 12. Кривые дисперсии отражательной способности арсенипирита (эталон-силикон)
- Рис. 13. Кривые дисперсии отражательной способности коринита (эталон-силикон)
- Рис. 14. Кривые дисперсии отражательной способности гематита (эталон-карборунд)
- Рис. 15. Кривые дисперсии отражательной способности магнетита (эталон-карборунд) (1 – Зеген Готтес 4, 2 – Зеген Готтес 22, 3, 4, in Гелен-Гаусман 1968)
- Рис. 16. Кривые дисперсии отражательной способности пирротина (эталон-силикон)
- Рис. 17. Кривые дисперсии отражательной способности марказита (эталон-силикон)
- Рис. 18. Кривые дисперсии отражательной способности сфалерита (эталон-корунд)
- Рис. 19. Кривые дисперсии отражательной способности халькопирита (эталон-силикон)
- Рис. 20. Кривые дисперсии отражательной способности тетраэдрита-теннантита (эталон-карборунд) (1–9 – номера анализов в таблице 39)
- Рис. 21. Количество измерений микротвердости (VHN_{50}) тетраэдритов
- Рис. 22. Кривые дисперсии отражательной способности кобеллита (эталон-силикон)
- Рис. 23. Кривые дисперсии отражательной способности бурнонита (эталон-силикон)
- Рис. 24. Кривые дисперсии отражательной способности галенита (эталон-силикон)
- Рис. 25. Кривые дисперсии отражательной способности висмута (эталон-силикон)
- Рис. 26. Кривые дисперсии отражательной способности киновари (эталон-карборунд)
- Рис. 27. Кривые дисперсии отражательной способности сульфосоли Pb-Hg-Sb-S („гельница») (эталон-силикон)
- Рис. 28. Кривые дисперсии отражательной способности антимонита (эталон-силикон)
- Рис. 29. Кривые дисперсии отражательной способности цинкениита (эталон-силикон)

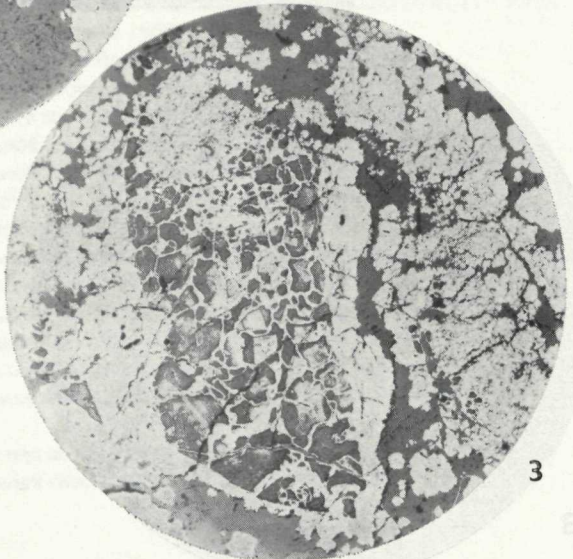




1



2

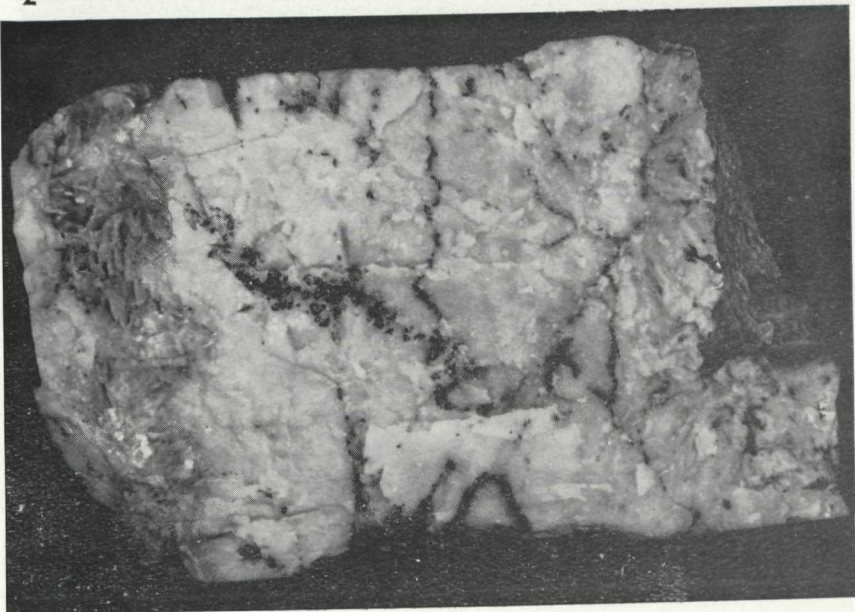


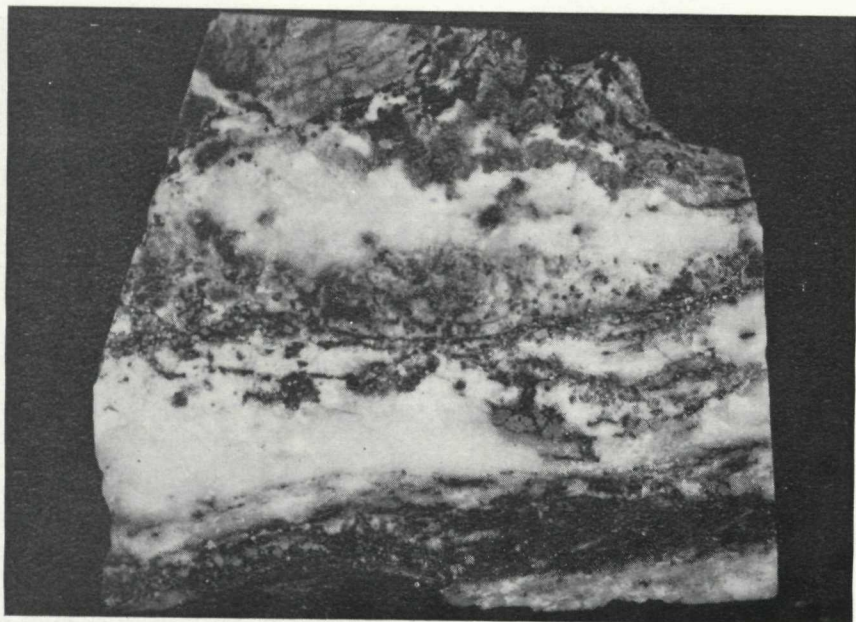
3



1

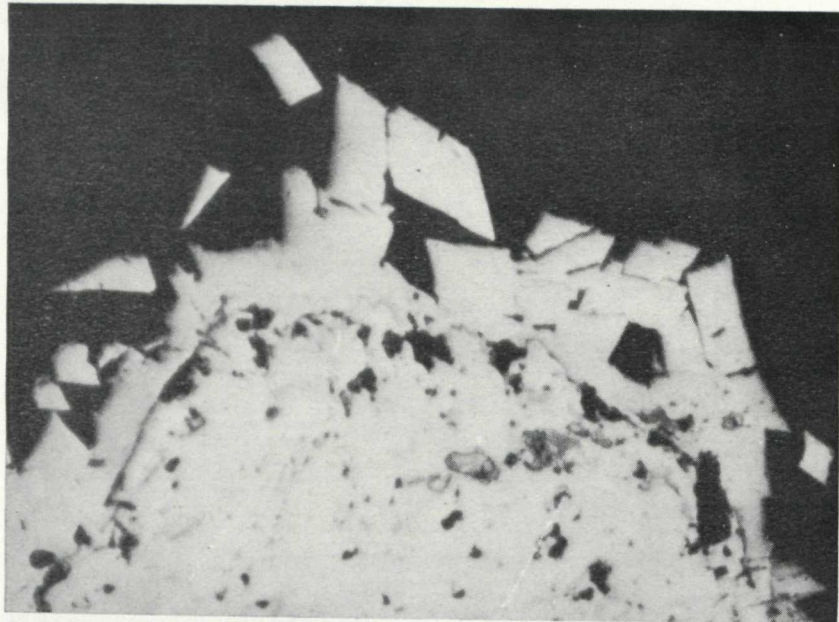
2

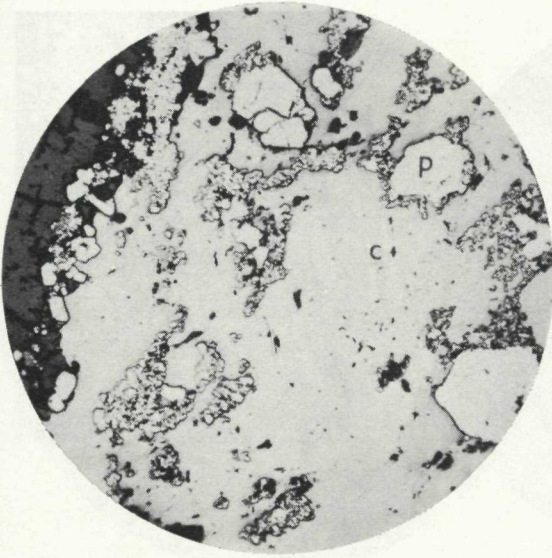




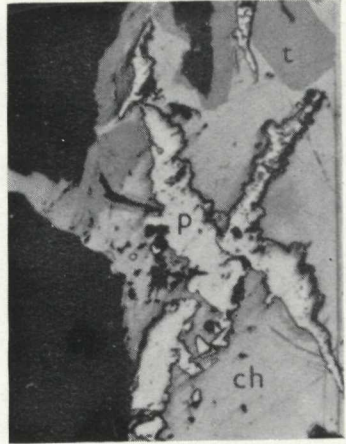
1

2

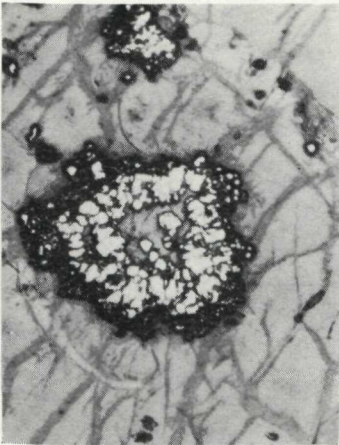




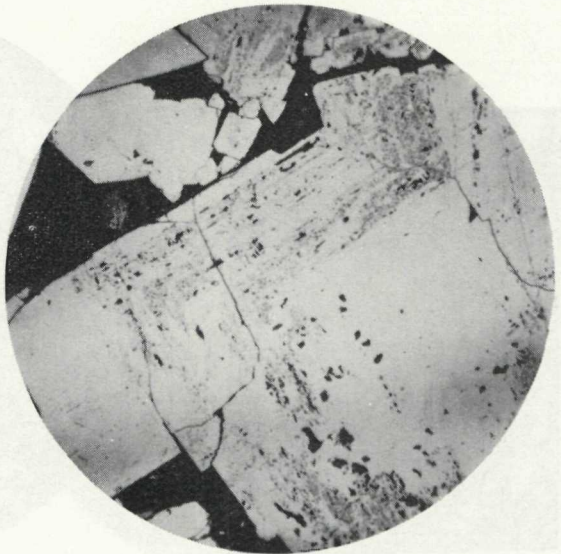
1



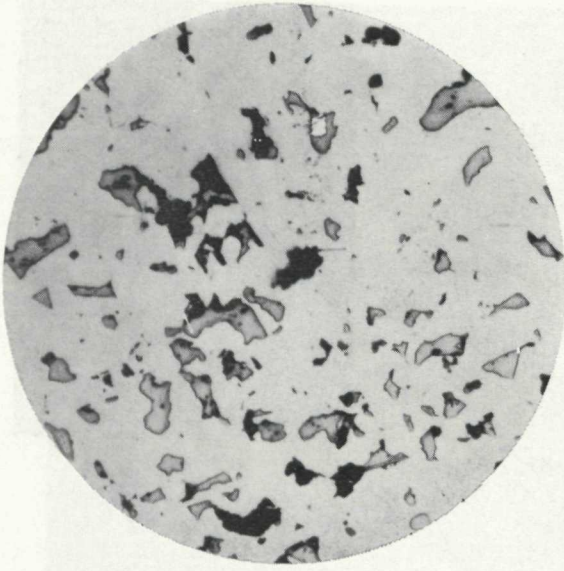
2



3



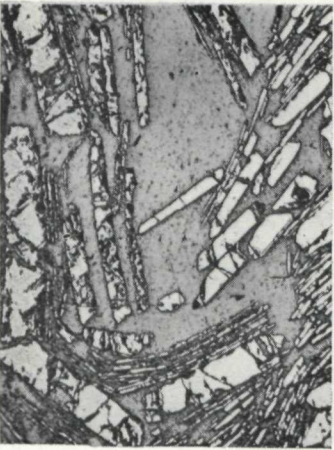
4



1



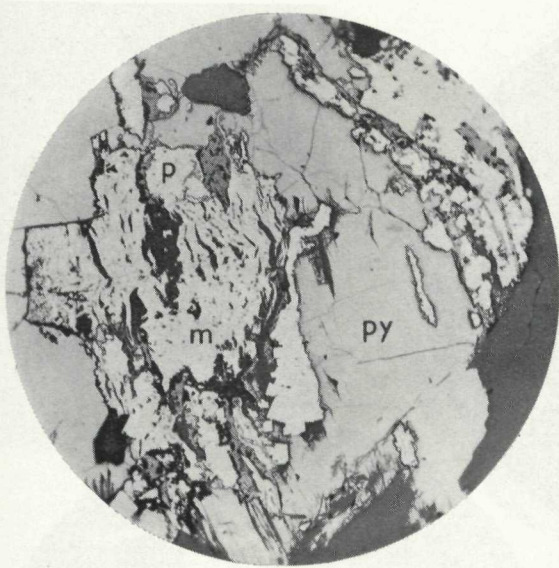
2



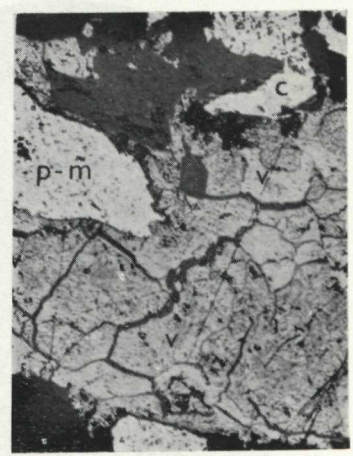
3



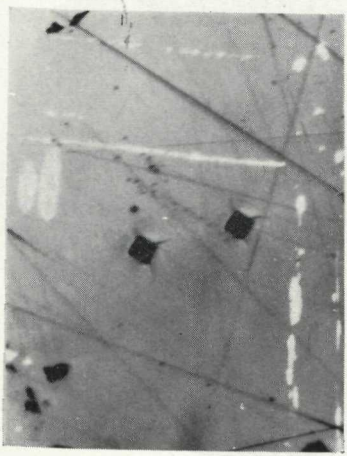
4



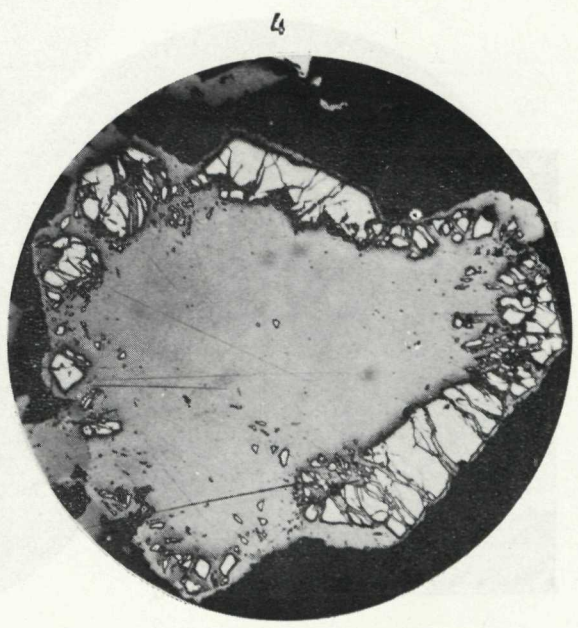
1



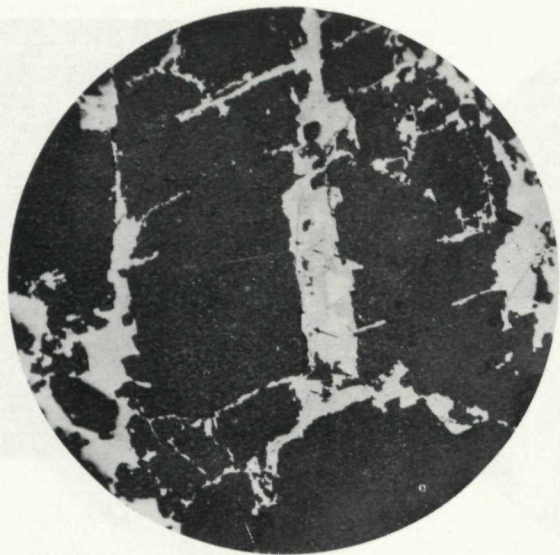
2



3



4



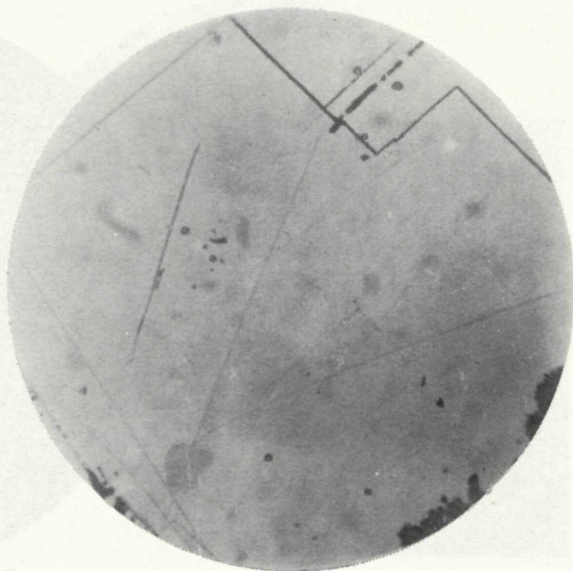
1



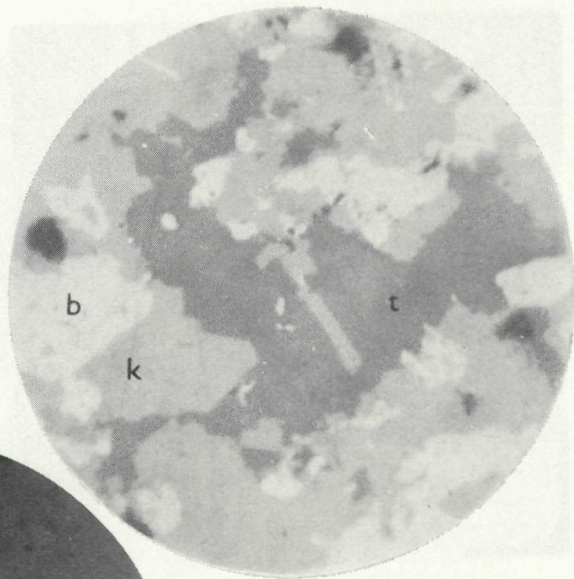
2



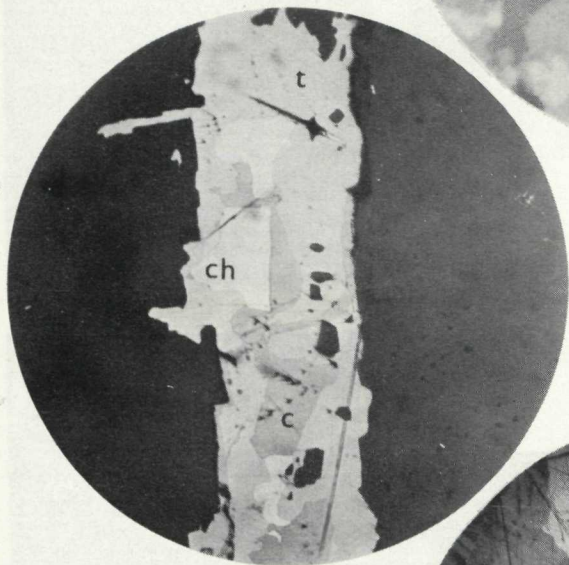
3



4



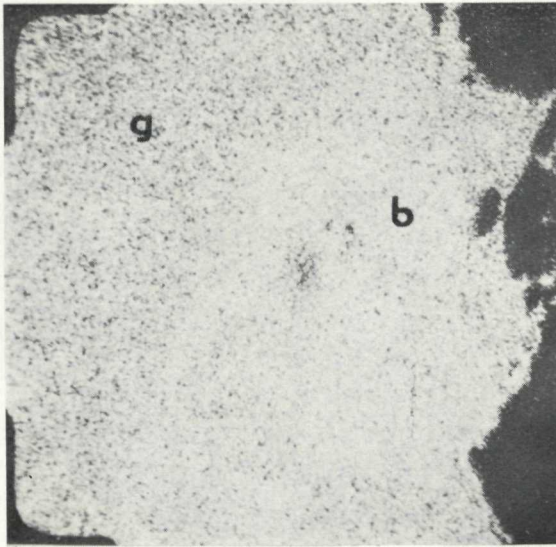
1



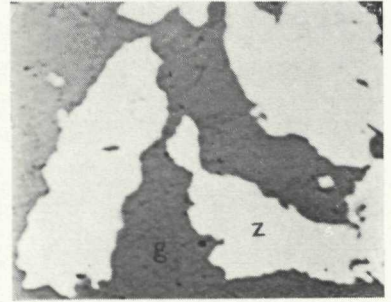
2



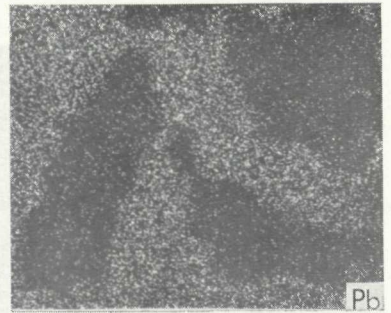
3



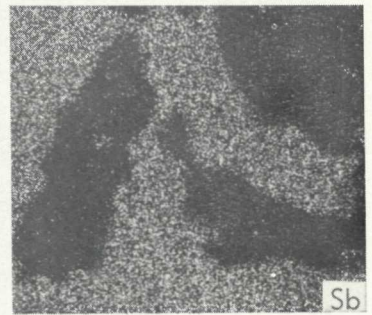
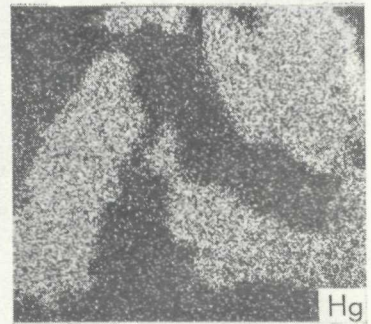
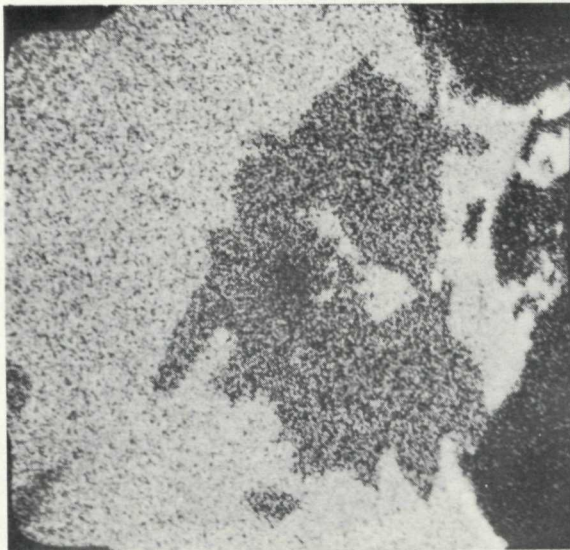
1



3

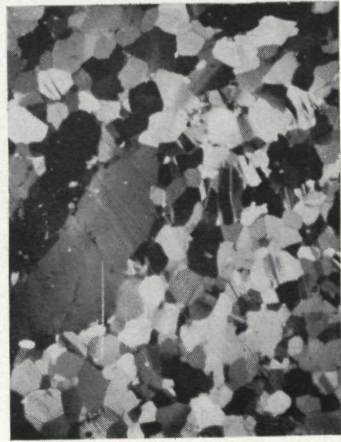


2





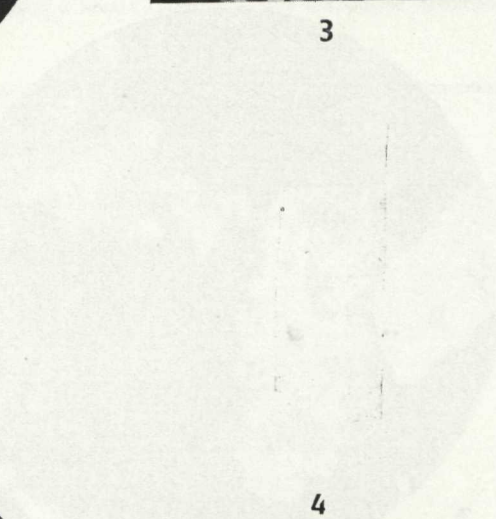
1



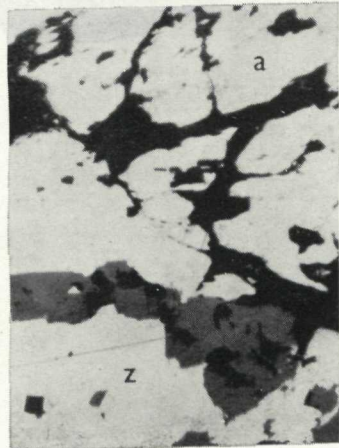
3



2

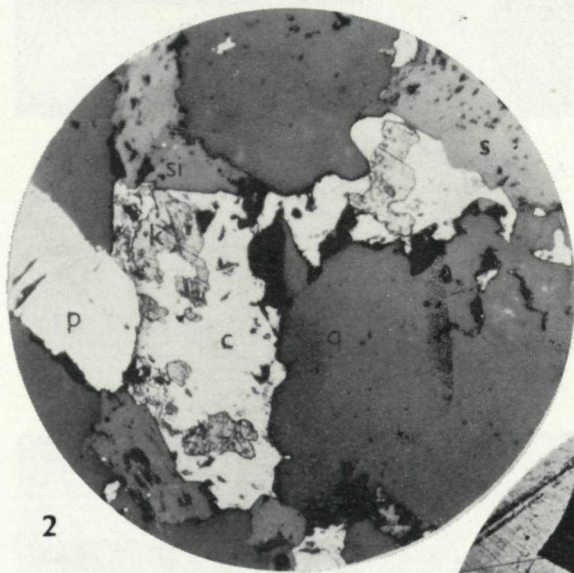


4

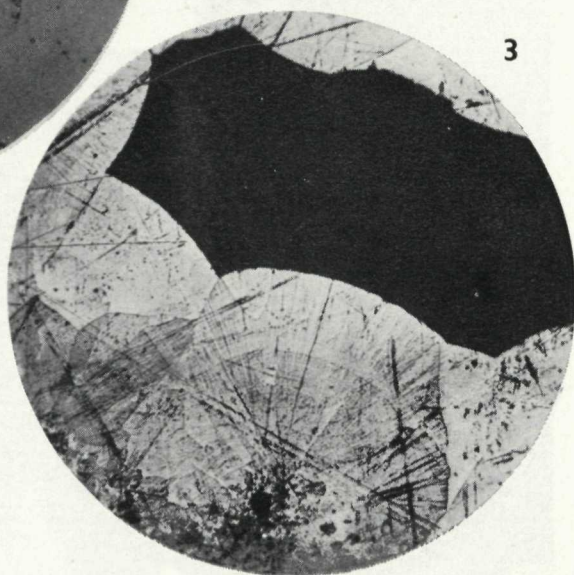




1



2



3

Рис. 30. Схема распространения кварц-сидеритового этапа минерализации в восточной части Спишко-Гемерского рудогорья

Рис. 31. Схема распространения кварц-сульфидного этапа минерализации в восточной части Спишко-Гемерского рудогорья

Рис. 32. Схема распространения кварц-антимонитового этапа минерализации в восточной части Спишко-Гемерского рудогорья

Зоны тектоническо-жильных структур района Праковце-Койшов (Составил М. Габер 1971)
1 – четвертичные отложения, 2 – мезозой, 3 – серпентинит, 4 – пермь, 5 – раковецкая свита, 6 – гельницкая свита, 7 – границы и номера тектонических линий с рудопроявлениями в табл. 1, 8 – сидерит-баритовые жилы, 9 – сидерит-кварц-сульфидные жилы, 10 – Fe-доломит-сидерит-сульфидные жилы, 11 – кварц-антимонитовые жилы, 12 – импрегнации киновари, 13 – номер жилы в табл. 1.

Пояснения к таблицам в тексте

Табл. 1. Полуколичественный состав минералов в жилах области между селениями Праковце и Койшов (Спишко-Гемерское рудогорье)

Табл. 2. Химические анализы сидерита

Табл. 3. Сопоставление химических составов сидеритов разных областей Спишко-Гемерского рудогорья

Табл. 4. Рентгенометрическая идентификация сидерита

Табл. 5. Спектральные анализы сидерита

Табл. 6. Показатели преломления и удельный вес Fe-доломита

Табл. 7. Химические анализы Fe-доломита

Табл. 8. Рентгенометрическая идентификация Fe-доломита

Табл. 9. Химические анализы и удельный вес барита

Табл. 10. Спектральные анализы барита

Табл. 11. Спектральные анализы кварца

Табл. 12. Рентгенометрическая идентификация турмалина

Табл. 13. Спектральные анализы турмалина

Табл. 14. Спектральные анализы альбита

Табл. 15. Отражательная способность рутила

Табл. 16. Рентгенометрическая идентификация хлорита

Табл. 17. Спектральные анализы хлорита

Табл. 18. Микротвердость пирита

Табл. 19. Спектральные анализы пирита

Табл. 20. Количественные спектральные анализы пирита

Табл. 21. Отражательная способность арсенопирита

Табл. 22. Спектральные анализы арсенопирита

Табл. 23. Рентгенометрическая идентификация коринита

Табл. 24. Лазерный анализ коринита

Табл. 25. Отражательная способность коринита

Табл. 26. Сравнение отражательной способности гематита

Табл. 27. Спектральные анализы гематита

Табл. 28. Отражательная способность магнетита

Табл. 29. Отражательная способность пирротина

Табл. 30. Отражательная способность марказита

- Табл. 31. Отражательная способность сфалерита
 Табл. 32. Химический состав, отражательная способность и микротвердость сфалерита
 Табл. 33. Спектральные анализы сфалерита
 Табл. 34. Отражательная способность халькопирита
 Табл. 35. Химические и количественные спектральные (*) анализы халькопирита
 Табл. 36. Спектральные анализы халькопирита
 Табл. 37. Химические анализы тетраэдрита
 Табл. 38. Спектральные анализы тетраэдрита
 Табл. 39. Отражательная способность тетраэдрита
 Табл. 40. Удельный вес тетраэдрита
 Табл. 41. Зависимость физических и оптических свойств тетраэдрита от его химического состава
 Табл. 42. Отражательная способность кобеллита жилы Корунка
 Табл. 43. Двуотражение бурнонита
 Табл. 44. Отражательная способность бурнонита
 Табл. 45. Рентгенометрическая идентификация бурнонита
 Табл. 46. Отражательная способность галенита
 Табл. 47. Спектральные анализы галенита
 Табл. 48. Количественные спектральные анализы галенита
 Табл. 49. Двуотражение висмута
 Табл. 50. Двуотражение киновари
 Табл. 51. Рентгенометрическая идентификация естественного и синтетического „гельничита“
 Табл. 52. Рентгенометрическая идентификация кальцита
 Табл. 53. Спектральные анализы кальцита
 Табл. 54. Отражательная способность антимонита
 Табл. 55. Рентгенометрическая идентификация антимонита
 Табл. 56. Спектральные анализы антимонита
 Табл. 57. Отражательная способность цинкениита
 Табл. 58. Рентгенометрическая идентификация цинкениита
 Табл. 59. Схема последовательности выделения минералов в области сел. Якловце и на участке Маркус
 Табл. 60. Схема последовательности выделения минералов в месторождении Зендерлинг
 Табл. 61. Схема последовательности выделения минералов в жилах в области Праковце-Греллензейфен-Койшов
 Табл. 62. Схема последовательности выделения минералов в жиле Анна Релихова
 Табл. 63. Схема последовательности выделения минералов в жиле Гильмар

Пояснения к таблицам фотографий

Табл. I

Рис. 1. Крупнокристаллический катакластический агрегат сидерита, пронизанный более молодыми жилками тонкозернистого барита. Греллензейфен, Зеген Готтес, 4-й горизонт, образец № 1. Уменьшено 1:2.

Рис. 2. Метакристаллы барита. Якловце, Баниска. Аншлиф, х 3.

Рис. 3. Катакластический метакристалл барита, залеченный более молодым сидеритом. Греллензейфен, жила Отокар 36. Шлиф, николи //, х 45.

Табл. II

Рис. 1. Гипидиоморфный агрегат герсдорфита в сидерите. Праковце, жила Франгепан. Аншлиф, николи //, х 22.

Рис. 2. Колломорфный, венчиковый, отчасти перекристаллизованный агрегат герсдорфита в сидерите. Праковце, жила Франгепан. Аншлиф, николи //, х 22.

Рис. 3. Зональный герсдорфит. Травление HNO_3 (1:1) яснее выявило зональное строение кристалла и две генерации герсдорфита. Более молодая проникает вдоль зон более древнего герсдорфита или пересекает эти зоны в виде капиллярных жилок. Праковце, жила Гиацинти. Аншлиф, николи //, х 55.

Табл. III

Рис. 1. Кокардовая текстура выполнения жилы Зеген Готтес на 5-м горизонте. Обломки вмещающей породы «обволочены» кварцем I и сидеритом I. Уменьшено 2:3.

Рис. 2. Жилки кварца III с черным турмалином в более древнем сидеритовом выполнении. Греллензейфен, Зеген Готтес, образец №38.

Табл. IV

Рис. 1. Жилки кварца IV с сульфидами (пирит, халькопирит, тетраэдрит) между вмещающей породой и более древней жилой сидерита. Кварц IV – колломорфный. Греллензейфен, Зеген Готтес, 4-й горизонт, образец №42.

Рис. 2. Идиоморфные кристаллики арсенопирита на краю перекристаллизованного агрегата пирит-арсенопирит. В пирите небольшие зернышки халькопирита. х 310.

Табл. V

Рис. 1. «Червеобразные» и «цепочечные» колломорфные образования пирита в халькопирите. Различается возникновение идиоморфных кристалликов пирита из первоначального колломорфного агрегата путем сборной кристаллизации. Греллензейфен, жила Альбрехт, образец № 46, х 47.

Рис. 2. «Червеобразные» образования пирита в халькопирите и тетраэдрите. Жила Отокар, образец №34, аншлиф, х 210.

Рис. 3. «Атоловый» колломорфный пирит в халькопирите. В середине маленького атолла находится тетраэдрит. Халькопирит замещен халькозином. Гельница, жила Роберти, образец № 6. Аншлиф, х 210.

Рис. 4. Скелетное и зональное развитие пирита в кварце. На гранях зон приращения пирита наблюдается халькопирит. Гельница Гута, жила Мэсиарка, образец №67. Аншлиф, х 50.

Табл. VI

Рис. 1. «Цидиобластическое сито» тетраэдрита в пирите. В тетраэдрите (серое) виден кристаллик самородного золота (белое). Зеген Готтес, образец № 17. Аншлиф, х 210.

Рис. 2. Перекристаллизация кварц-арсенопиритового агрегата. Видно возникновение идиоморфных кристалликов арсенопирита, в середине которых – вероятно вследствие недостатка материала – образовались пустоты с интересным «паутинным» расположением маленьких зернышек арсенопирита. Греллензейфен, жила Корунка, образец № 93. Аншлиф, х 136.

Рис. 3. Таблитчатый и чешуйчатый агрегат гематита – спекулярита, замещенный более молодым Fe-доломитом. Зеген Готтес. Аншлиф, х 22.

Рис. 4. Мушкетовитизация спекулярита. Пластинки спекулярита (s) замещены магнетитом (m). Зеген Готтес, 5-й горизонт. Аншлиф, х 150.

Табл. VII

Рис. 1. Преобразование пластинчатого пирротина (py) в агрегат пирит (p) – марказит (m). Между пластинками пирита и марказита образовался магнетит. Праковце, жила Анна Релихова, образец № 80. Аншлиф, х 50.

Рис. 2. Колломорфный виоларит с внешней перекристаллизованной зоной и признаками образо-

вания октаэдрического ограничения. Виоларит (v) вместе с халькопиритом (ch) и пирит-марказитовым агрегатом (p-m) находится в кварц-карбонатной жиле. Гельница Гута, жила Мэсиарка, образец № 67. Аншлиф, х 136.

Рис. 3. Проникновение халькопирита по плоскостям спайности сфалерита. Гельница Гута, жила Анна Релихова, образец № 81. Аншлиф, х 170.

Рис. 4. Псевдоморфоза халькопирита (ch) по идиоморфном кристаллику пирита (белое). Греллензейфен, Зеген Готтес, 6-й горизонт, образец № 31. Аншлиф, х 136.

Табл. VIII

Рис. 1. Проникновение тетраэдрита вдоль зерен и плоскостей спайности сидерита. В результате окислительных процессов образуется смесь тетраэдрита, халькопирита и киновари. Греллензейфен, жила Отокар, образец № 33. Аншлиф, х 43.

Рис. 2. Метакристаллы и жилки козалита в тетраэдрите. Греллензейфен, жила Корунка, образец № 93. Аншлиф, х 150.

Рис. 3. Замещение иголок кобеллита (k) тетраэдритом (t) и бурнонитом (b) вдоль трещинок спайности кобеллита. Праковце, Иоганн Шпиллергрунд, образец № 76. Аншлиф, х 150.

Рис. 4. Галенит с типичными трещинами спайности и включениями бурнонита (более серые изометрические зерна). Койшов, образец № 62. Аншлиф, х 136.

Табл. IX

Рис. 1. Кобеллит (k) – тетраэдритовый (t) агрегат. В кобеллите находятся включения самородного висмута (b). Греллензейфен, жила Корунка, образец № 92. Аншлиф, х 14.

Рис. 2. Жилка тетраэдрита в сидерите. В результате процессов окисления тетраэдрит преобразуется в киноварь (c) и халькопирит. Греллензейфен, жила Отокар, образец № 32, Аншлиф, х 136.

Рис. 3. Тонкозернистый агрегат киновари и барита в порфириоиде. Зендерлинг, образец № 40. Аншлиф, николи X, х 55.

Табл. X

Рис. 1. Электронный снимок $Pb_{K\alpha}$ в агрегате киноварь-буланжерит-«гельницит». Максимум Pb находится в буланжерите. Зендерлинг. Аншлиф, х 200. Фото П. Маасканта

Рис. 2. Электронный снимок $Hg_{K\alpha}$ в киноварь-буланжерит-„гельницитовом» агрегате. Максимум Hg находится в киновари (см. край агрегата), в „гельниците» содержание Hg значительное, минимум приходится на буланжерит. Зендерлинг. Аншлиф, х 200. Фото П. Маасканта

Рис. 3. Идентификация агрегата «гельницита» и киновари при помощи микроронда. Зендерлинг. Аншлиф, х 1200. Фото Й. Криштина (a – композиция, b – $Pb_{L\alpha}$, c – $Hg_{L\alpha}$, d – $Sb_{L\alpha}$)

Табл. XI

Рис. 1. Зернистый агрегат антимонита (a), метасоматически замещающий кварц. В агрегате находится цинкениит (z). Жила Гильмар, образец № 102. Аншлиф, николи //, х 50.

Рис. 2. То же, что на рис. 1. Николи X

Рис. 3. Мозаичная структура антимонитового агрегата (a). Койшов, жила Римарка. Аншлиф, х 136.

Табл. XII

Рис. 1. Почковидный лимонит с радиально-лучистой текстурой с покровной пленкой оксидов-Mn. Греллензейфен, жила Отокар 34, х 1.7.

Рис. 2. Первичная стадия окисления халькопирита (c – халькопирит, k – кобелит, p – пирит, s-сфалерит, q – кварц, si – сидерит). Праковце, жила Й. Шпиллергрунд, образец № 76, х 136.

Рис. 3. Радиально-лучистый агрегат делафоссита (?) на лимоните. Греллензейфен, жила Отокар, образец № 34, х 22.

Примечание: Все снимки за исключением фототаблицы X сделаны Л. Освальдом.

Перевод со словацкого В. С. Андрусовой

Jozef Beňka

Mineralógia rudných ložísk východne od Hnilca

13 tabuliek, a 1 obr. v texte, 1 fotogr. tab., anglické a ruské resumé

Abstrakt. V príspevku sú zhrnuté výsledky mineralogického štúdia karbonátno-meďnatých žíl v. od Hnilca. Autor identifikoval minerály žíl, stanovil sukcesiu a vyčlenil 4 mineralizačné periódy. V karbonátovej perióde opisuje zaujímavú dolomitovo-kalcitovú asociáciu s veľmi malým obsahom sideritu. Ďalšie periódy — turmalínová a sulfidická a kalcitová — sa neodlišujú postavením a mineralizáciou od ostatných žíl severného pruhu Spišsko-gemerského rudohoria.

Študované žily sa nachádzajú asi 6 km západne od Nálepkova a 2 km východne od dediny Hnilce. Lokalizované sú na južných svahoch hrebeňa Holičky a východným smerom až pod kótu Pálenica. Rudné žily boli otvorené viacerými štôľňami v oblasti bankských polí Ferdinand a bane Viktória.

Ako vyplýva z prác K. Pappa (1919) a E. Nevyjela (1940), rudné žily ložiska Ferdinand boli otvorené niekoľkými štôľňami s výškovým rozdielom 40–50 m. Dnes sú už všetky dávno mimo prevádzky. Dedičná štôľňa Gizela bola prístupná ešte v roku 1937. Vyššie horizonty Gyula, Kornélia, Ľudmila, Ferdinandka, Franciska boli v tom čase už neprístupné. Podľa banskej mapy a priečných profilov, uvádzaných K. Pappom (1919) v tomto revíri ide o viac rudných žíl v.-z. smeru o priemernej hrúbke 30–40 cm so sklonom k juhu; lokálne na základe haldového materiálu i podľa ústneho podania starcov a podľa hrúbky boli i väčšie. Ťažba bola dosť rozsiahla, o čom svedčia i mohutné haldy najmä v údolí severne od osady Delava. Minerálna výplň je Fe-dolomitová so značným obsahom kalcitu a reliktními sideritu. Zo sulfidov je najrozšírenejší chalkopyrit, jemne prerastený sulfosofami (?) a tetradritom, ktorý sa koncentruje na stredné časti ložiska. Jemnozrnný a rozpadavý pyrit bol pozorovaný vo vyšších i v spodných častiach ložiska. E. Nevyjel (1940) uvádza, že koncentrácie pyritu na úrovni dedičnej štôľne sú značne vyššie ako koncentrácie chalkopyritu.

Banské práce v západnej časti skúmanej oblasti, známe pod menom baňa

Viktória, nedosahovali väčšie rozmery a boli tu razené len 3 menšie štólne, ktoré sú neprístupné. Z haldového materiálu sa dá usudzovať, že žily nedosahovali veľkú hrúbku. Pri porovnaní minerálnej výplne s Ferdinandkou prevahu získava kremeň nad karbonátmi, z ktorých tu chýba kalcit. Zo sulfidov je prítomný chalkopyrit, tetraedrit, pyrit, akcesorický glaukodot, v blízkosti ktorého sú hojné erytrínové povlaky.

Sprievodné horniny žíl obidvoch rudných polí prináležia vlastnej rakoveckej sérii, ktorú v blízkom okolí tvoria sedimentárne a vulkanické členy.

Mineralógia študovaných žíl

Spektrálne a chemické analýzy sa robili v spektrálnom resp. chemickom laboratóriu Geol. Úst. D. Štúra (G. Kupčo a P. Lešták). Röntgenometrické a DTA analýzy robili v mineralogickom laboratóriu GÚDŠ (R. Gavenda a D. Kusý). Dekripitačné analýzy vyhotovil na autoregistračnom prístroji K. Eliáš z oddelenia nukleárnej geológie GÚDŠ.

Opis minerálov

Fe-dolomit je popri kremeň najhojnejším minerálom na študovaných žilách. V rudnom poli bane Viktória majú tieto dva minerály značnú prevahu. V žilách štólne Ferdinand zastúpenie kremeňa mierne ustupuje. Fe-dolomit tvorí v žilách menšie i väčšie samostatné takmer monominerálne polohy, ale časté sú i šošovkovité až hniezdovité nahromadeniny. Pre tieto šošovky je charakteristické pristupovanie ďalších minerálnych asociácií vo forme sulfidov, turmalínu, chloritu a kremeňa, ktoré tieto šošovky buď priečne prenikajú, alebo smerne sledujú. Asi vo dvoch prípadoch sa nám podarilo v blízkosti tejto pestrej mineralizácie priamo v dolomite identifikovať veľmi drobné zrná sideritu. Hrúbka žiliek Fe-dolomitu sa pohybuje v rozsahu 15–25 cm. Len o niečo hrubšie sú šošovkovité útvary (asi 40 cm).

Mikroskopicky tvorí Fe-dolomit stredné až hrubozrné agregáty s dokonalou štiepateľnosťou a charakteristickou pseudoabsorpciou. Je pomerne čistý a len zriedkavo obsahuje v intergranulárach iné minerály. Najčastejšie sa nachádzajú zrná a nepravidelné žilky kremeňa. Indexy lomu a dvojlomu merané variačnou metódou majú nasledovné hodnoty: vz. č. 147 $\epsilon = 1,532$, $\epsilon' = 1,606$, $\omega = 1,702$, $\epsilon - \omega = 0,179$, hustoty vz. 147 = 3,005 a u vz. 146 = 3,021. Zistené hodnoty hustoty a indexu lomu sú o málo vyššie, ako uvádza A. G. Betehtin (1951), J. D. Dana — E. S. Dana (1953) a zodpovedajú Fe-dolomitu.

Fe-dolomit na žilách vystupuje v dvoch generáciách. Prvá generácia je najhojnejšia a asociuje na Ferdinandke s kalcitom a vo veľmi vzácnych prípadoch i so sideritom. Fe-dolomit, najmä v bani Viktória intenzívne zatláča drobné zrná sideritu, ale v celom študovanom území ho zatláčajú sulfidy, najmä chalkopyrit s tetraedritom a pyritom v sprievode s kremeňom.

Fe-dolomit II tvorí drobné žilky (asi 0,2–1 cm), ktoré prenikajú cez celú rudnú výplň. Hranice medzi obidvoma dolomitmi sú dosť ostré. Fe-dolomit II je charakteristický jemnozrnnosťou a menej intenzívnou oxidáciou.

Kvôli porovnávaniu chemizmu boli obidva Fe-dolomity sledované spektrálnymi a chemickými analýzami, ktorých výsledky sú uvedené v tabuľkách 1 a 2.

Tab. 1. Kvalitatívne spektrálne analýzy Fe-dolomitov

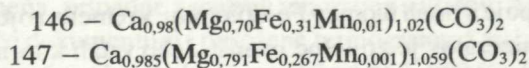
Č. vz.	LOKALITA	Ag	Al	Ca	Co	Cu	Fe	Li	Mg	Mn	Na	Ni	Pb	Si	Sr	Zn
146	Viktória baňa	○	○	■			■	•	■	●	○			●	○	
146 a	Viktória baňa	○	○		○	○	■	•	■	●	○	○	•	●	○	
149	Ferdinandka halda	○	○		○	○			■	●	○	○	•	○		●

■ 100-10% ▲ 10-1% ● 1-0,1% ◐ 0,1-0,01% ○ 0,01-0,001% • 0,001-0,0001%

Tab. 2. Kvantitatívne chemické analýzy a kryštalochemické vzorce Fe-dolomitu

Lokalita	Č. vz.	Č. anal.	FeO	MgO	MnO	CaO	CO ₂	SiO ₂	
v. od Hnilca nad cestou	146	724	11,13	13,69	0,43	26,32	41,90	5,19	98,66
sv. od Hnilca s. od k. 898,4	147	725	9,69	15,54	0,48	26,81	43,80	0,24	96,58

Kryštalochemický vzorec



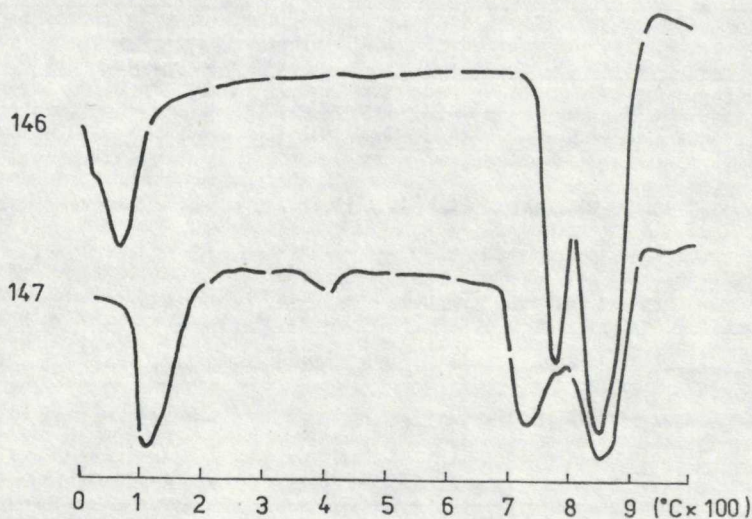
Mikrochemizmus Fe-dolomitov je chudobný. K základným stavebným prvkom patrí Ca, Mg, C a O. K izomorfným prvkom počítame Fe, Mn, časť Sr a Ni vzhľadom na diadochnú väzbu na základné komponenty v mriežke. Typickým izomorfným prvkom je Sr, nakoľko minerály stroncia sme nikde v okolí nepozorovali. K problematickým prvkom zaraďujeme Pb, ktoré sa môže zastupovať s Ca a Ag.

Z chemických analýz Fe-dolomitov vyplýva, že skúmané vzorky sa vyznačujú pomerne nízkym obsahom MnO voči dolomitom z Mlyniek. Obsah FeO kolíše podľa obsahu MgO. Chemizmus študovaných Fe-dolomitov najlepšie vyjadruje kryštalochemický vzorec, ktorý ukazuje, že na študovaných žilách nevystupujú typické ankerity, ale na železo veľmi bohaté Fe-dolomity (tab. 3). Priložené termogramy dokumentujú, že študovaný materiál prináleží Fe-dolomitu a nie ankeritu. Na termograme Fe-dolomit má silne zdvojenú endotermnú reakciu s vrcholmi približne pri 720–770 °C a 850 °C, ktoré zodpovedajú disociácii MgCO₃ a CaCO₃. Krivka

vzorky č. 147 svojou slabšie registrovanou endotermnou reakciou s vrcholom okolo 780 °C, by mohla zodpovedať i ankeritu.

Kalcit sa hojnejšie vyskytuje len na hydrotermálnych žilách Ferdinandky. Lokálne tvorí i väčšie koncentrácie dosahujúce hrúbku 10–20 cm. Na základe štúdia úlomkov haldového materiálu najväčšie rozšírenie dosahuje asi v strednej časti

Tab. 3. DTA krivky Fe-dolomitov



ložiska. Kalcit vo forme monominerálnych nepravidelných žiliek preniká cez Fe-dolomit a kremeň alebo tvorí v nich šošovkovitú výplň dutín. Miestami môžeme sledovať ako obklopuje a tmelí úlomky Fe-dolomitu, kremeňa i ojedinelého sideritu. Od spomínaných minerálov je zreteľne mladší. Jeho vzťah k turmalínovej perióde pre nedostatok dokladového materiálu a spoločného výskytu týchto minerálov nie je preukázaný. Výnimku tvorí len chalkopyrit, ktorý ho veľmi často v smere štiepných puklín zatláča. Dokumentujú to i priložené fotografie 1 a 2 (zmenšenie asi 1:2). Chalkopyrit v kalcite tvorí drobné žilky i menšie hniezda, dosahujúce veľkosť 2–5cm.

Keďže sa nám nepodarilo na žilách identifikovať dve generácie chalkopyritu a chalkopyritové žilky viaccentimetrovej hrúbky vystupujú v Fe-dolomite i v kalcite, zdá sa nám pravdepodobnejšie považovať kalcit za najmladší člen karbonátovej periódy. Dokumentuje to i podrobná makrotextúrna analýza žilnej výplne.

Kalcit na žilách Ferdinandky vystupuje v dvoch generáciách, z ktorých druhá generácia je oveľa chudobnejšia. Starší kalcit tvorí hrubozrné agregáty ružovobielej farby s veľmi malými obsahmi znečistenia. Je ľahko identifikovateľný, najmä na zoxidovaných úlomkoch, kde voči limonitizovanému Fe-dolomitu ostro kontrastuje svojou šedou farbou a výbornou štiepatelnosťou podľa klenca.

Mladší kalcit je stredného zrna, farby svetlozelenej až čirej a tvorí výplň nepravidelných menších puklín alebo dutín. Kryštáliky v dutinách sú číre a prevláda v nich kryštalografický tvar klenca. Obdobné formy môžeme sledovať i na žilkách v okolných horninách rakoveckej série. Z haldového materiálu (z úlomkov rudnej výplne) je veľmi ťažko posúdiť, či ide o hypogénny kalcit druhej generácie, alebo o supergénny. Dá sa predpokladať, že tu zohrala dôležitú úlohu i geologická pozícia žíl a kalcit lokálne mohol vzniknúť i za supergénnych podmienok. Žilky tohto číreho kalcitu lokálne prechádzajú i za hranicu žily do hornín rakoveckej série.

Pre presnejšiu identifikáciu sme u oboch kalcitov vykonali röntgenometrické analýzy, u ktorých namerané hodnoty sú v dobrej zhode s údajmi, ktoré udáva pre kalcit V. I. Michejev (1957).

Z fyzikálnych vlastností sme merali len indexy lomu a hustoty.

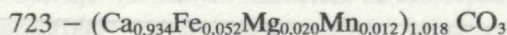
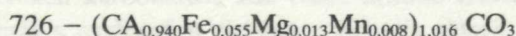
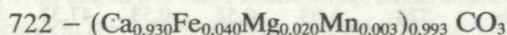
Tab. 4. Hustoty a indexy lomu a dvojlomu kalcitu

Číslo vzorky	ϵ	ϵ'	ω	$\epsilon-\omega$	Hustota
143	1,490	1,572	1,661	0,172	2,719
149	1,492	1,573	1,662	0,170	2,721
149a	1,489	1,571	1,662	0,173	2,722

Mierne zvýšenie nameraných hodnôt voči literárnym údajom (A. G. Betechtin 1951, J. D. Dana — E. S. Dana 1953) pre čistý kalcit, je spôsobené znečistením kalcitu menším obsahom FeO a MgO.

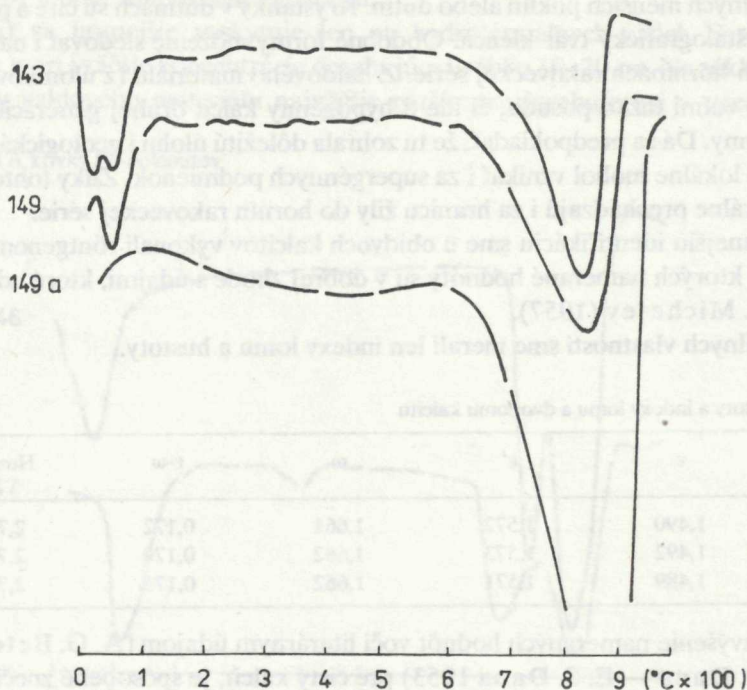
Chemizmus kalcitov ako vidno z priložených analýz sa vyznačuje len menším znečistením zložiek FeO a MgO zo starších karbonátov. Väčšie heterogenity pochádzajú z kremeňa, prípadne z malých množstiev sulfidov. Analyzované kalcity sú pomerne čisté, čo dokumentujú i priložené termogramy. Dosiahnuté endovlny sú plynulé a disociácia má svoj vrchol v rozmedzí od 850–900 °C. (tab. 5).

Kryštalochemický vzorec



Na základe obsahov MgO a MnO môžeme uvažovať o ich izominerálnej väzbe v kalcite. Zvýšený obsah FeO je ovplyvnený i heterogenitmi, ale prevažná časť je izomorfná. Fe v mriežke kalcitu skôr zastupuje ióny Mn vzhľadom na väčšiu podobnosť polomerov Fe a Mn ako Ca. Podľa Dannaovho kompendia (1953) môže existovať medzi CaCO_3 a FeCO_3 celý rad miešania sa až do 13 % obsahu FeCO_3 .

Tab. 5. Diferenciálne termické analýzy kalcitov



Tab. 6. Chemické analýzy a kryštalochemické vzorce kalcitov

Lokalita	Č. vz.	Č. anal.	FeO	MgO	MnO	CaO	CO ₂	SiO ₂	Σ
II. halda Ferdinandky v = 815 m	143	722	2,87	0,83	0,24	51,38	43,51	0,07	98,90
Ferdinandka spodná halda	149	726	3,59	0,78	0,82	49,42	41,38	2,73	98,72
Ferdinandky	149a	723	3,93	0,52	0,53	47,32	39,14	6,24	97,68

Tab. 7. Kvalitatívne spektrálne analýzy kalcitov

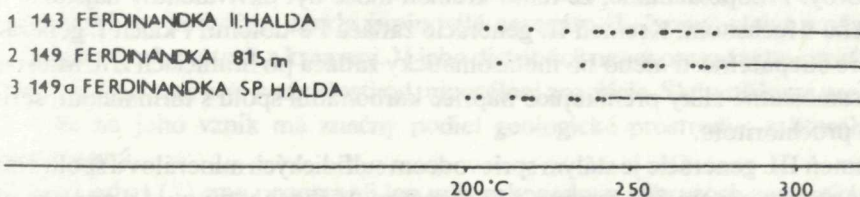
Č. vz.	LOKALITA	Aq	Al	Ba	Bi	Ca	Cu	Fe	Mg	Mn	Na	Pb	Si	Sr
149 a	Ferdinandka II. halda	○	○	•	○	■	○	●	●	●	●	•	●	●
149	Ferdinandka II. halda	○	○	•	○	■	○	◐	●	●	•	○	○	○
143	Ferdinandka II. halda	○	○	•	○	■	○	●	●	●	●	•	●	●

■ 100-10% ◐ 10-1% ● 1- 0,1% ◐ 0,1- 0,01% ○ 0,01-0,001% • 0,001- 0,0001%

Nami dosiahnuté hodnoty skoro celým svojím obsahom patria mriežke kalcitu a len menšiu časť Fe považujeme za heterogénnu. Obsahy mangánu považujeme za izomorfnú prímies vzhľadom na možnosť tvorby plynulého izomorfného radu medzi kalcitom a manganokalcitom.

Na termometrické štúdium kalcitov sme vybrali tri vzorky, z ktorých prvé dve charakterizujú kalcit, nachádzajúci sa v asociácii s Fe-dolomitom a posledná vzorka pochádza z čírych klencov narastajúcich v puklinách a to tak v žile, ako aj v okolnej hornine.

Tab 8. Dekrepitegram kalcitov



Priložený záznam dekrepitegramov kalcitov nám dokumentuje pomerne široké rozpätie, zodpovedajúce roztrhávaniu sa kvapalných uzavrenín. Je ťažko posúdiť, či ojedinelé rozpady pred spontánnou dekrepitáciou prináležia samotnému minerálu alebo heterogenitom. Zrejme súvisia i s mechanickými vlastnosťami a dokonalou štiepatelnosťou minerálu. Podľa Richtera (in V. V. Ingerson 1955) kalcit dekrepituje už pri 250 °C bez ohľadu na teplotu, keď dochádza ku homogenizácii. Možno to sledovať i u kalcitov nami študovaných vzoriek, ktorých dekrepitačné teploty sa pohybujú približne okolo 280 °C. Pri najnižšej teplote (245 °C) dekrepitoval kalcit 149a, ktorý patrí medzi najmladšie minerály, nachádzajúce sa vo forme klencov na puklinách. Dosiahnutá hodnota, zodpovedajúca dekrepitačnej teplote, sa nám zdá v tomto prípade vysoká.

Siderit v študovaných žilách má malé zastúpenie. Makroskopicky nebol pozorovaný. Zistený bol pomocou rtg. analýzy len po prácnom skoncentrovaní pri získavaní monominerálnych frakcií karbonátov, kde tvoril drobné zrníčka alebo intrúzie v Fe-dolomite. Miesta s možnosťou zistenia a získania sideritu sú veľmi vzácné. Makroskopicky sa prejavujú hnedastým sfarbením na čerstvých plochách Fe-dolomitu, pričom ich koncentrácia je veľmi nepravidelná a veľmi nízka.

Mikroskopicky je siderit veľmi nepravidelne prerastený s Fe-dolomitom. Má hypidiomorfné až alotriomorfné obmedzenie zrn so silnou pseudoabsorbciou a nedostatkom dvojčatného lamelovania.

Kremeň je po karbonátoch najviac zastúpeným žilným minerálom a svojím obsahom sa vo výplni podieľa asi 10–20 percentami. Hojnejší je v západnej časti na haldách bane Viktória, kde asociuje viac so sulfidmi ako s karbonátmi. Na žilách

Ferdinandky nebadá zreteľnejšie rozdiely v priestorovom rozdelení. Len lokálne tvorí niekoľko centimetrové samostatné žilky, hniezda a to obvykle v blízkosti styku žily s okolnou horninou alebo v blízkosti karbonátov. V asociácii so sulfidmi tvorí len drobné nepravidelné žilky alebo iné útvary buď priamo v sulfidoch, alebo ich sám obklopuje.

Podrobnou analýzou intermineralizačnej tektoniky sme zistili kremeň v niekoľkých generáciách, ktorých zaradenie do sukcesie je sťažené jeho monominerálnym vystupovaním. Kremeň s fuchsitom, charakteristický pre túto oblasť, sa nám nepodarilo identifikovať.

Najstarší kremeň vystupuje v karbonátovej perióde, kde sa vylučoval v počiatočnej tvorby. Predpokladáme, že tento kremeň môže byť ekvivalentný najstaršiemu kremeňu s fuchsitom. Kremeň II. generácie zatláča Fe-dolomit i kalcit I. generácie v smere štiepatelnosti alebo ho metasomaticky zatláča po hraniciach zŕn. Miestami tvorí samostatné žilky prenikajúce naprieč karbonátmi spolu s turmalínom, sericitom a prochloritom.

Kremeň III. generácie je stálym sprievodcom sulfidických minerálov a spolu s nimi zatláča staršie generácie kremeňa a karbonátov. V žilách vystupuje v prevažne ako masívna výplň menších žíl, zriedkavo ako väčšie hniezda s drúzovými dutinami, v ktorých sa vyskytujú drobné 1–2 mm dokonalé kryštálky. Podľa vystupovania kremeňa v žilovine, jeho kryštalizácia nemala plynulý priebeh, ale v priebehu ukladania sa sulfidickej periódy došlo k jeho prerušeniu alebo vylučovaniu len vo veľmi malom množstve. Tým mohli vzniknúť ďalšie „podgenerácie“, charakterizované sprievodom určitých paragenéz (pyrit + arzenopyrit + glaukodot + chalkopyrit + tetraedrit).

Hrúbka kremenných žíl III. generácie je dosť nerovnomerná a pohybuje sa od milimetrových hrúbok do 5–6 cm.

Turmalín bol zistený len lokálne vo väčších koncentráciách. Najčastejšie sa nachádza v strednej časti žíl Ferdinandky, no na haldách bane Viktória bol pozorovaný len veľmi akcesoricky. V žilách vystupuje v asociácii s kremeňom II. generácie, s prochloritom, sericitom, zriedkavo s pyritom vo forme ojedinelých ihličiek alebo väčších stebelnatých agregátov, dosahujúcich i niekoľko cm dĺžku. Obyčajne je zarastený v kmeni a zriedkakedy presahuje i hranice žíl, keď preniká do okolnej horniny. Turmalínové kryštály v okolnej hornine nedosahujú väčšie rozmery a sú intenzívne mechanicky deformované, drvené až dolámané.

Mikroskopicky možno veľmi dobre vidieť hypidiomorfný až idiomorfný kryštalografický tvar zŕn a ich charakteristický vláknitý vývoj. Pleochroizmus je výrazný a interferenčné farby sú pestré. Meraním mikrotvrdoosti sme zistili hodnoty v rozmedzí od 820 do 960 kg/mm². Textúry s turmalínom poukazujú na to, že turmalín v sukcesii vzniká medzi karbonátovou a sulfidickou periódou.

Chlorit sa vyskytuje najmä vo východnejších častiach žíl, kde tvorí nepravidelné hniezda, polohy i žilky hrubé 1 cm v staršej karbonátovej výplni. Obyčajne ho

nachádzame v asociácii s kremeňom, sericitom a menej turmalínom a pyritom. Makroskopicky tvorí charakteristické tmavozelené šupinaté agregáty, ktoré majú tendenciu koncentrovať sa do blízkosti styku žíl s okolnou bázickou horninou alebo na miesta, ktoré boli intenzívne mechanicky namáhané.

Mikroskopicky sa veľkosť šupiniek v agregáte pohybuje od 0,0X–2mm. Zrná sú nepravidelne obmedzené, často lúčovito usporiadané, ale i tlakovo deformované. Má výrazný pleochroizmus. Difrakčný záznam potvrdil prochlorit. Indexy lomu vzoriek 149a – Nm – $1,601 \pm 0,001$ a 142 – Nm – $1,600 \pm 0,002$ svojimi hodnotami potvrdzujú prítomnosť prochloritu v žilách.

Sericit môžeme prakticky sledovať na všetkých žilách, ale len vo veľmi malých množstvách v karbonátovej i v kremennej žilovine. Mikroskopicky tvorí sericit striebrostobiele, hodvábné lesklé šupinovité agregáty (1–2 mm) alebo povlaky na puklinách v karbonátoch a kmeni. V jeho distribúcii nepozorovať zákonitosť väzby a zvýšenie koncentrácie v závislosti od minerálnej asociácie. Skôr môžeme predpokladať, že na jeho vznik má značný podiel geologické prostredie, z ktorého bol mobilizovaný.

Glaukodot (?) sme pozorovali len mikroskopicky v nábrusoch zo starých háld, nachádzajúcich sa sv. od Hnilca (na južnom svahu kóty Holičky).

Pri štúdiu rudného materiálu sme zistili v jednom prípade v tetraedrite menšie nahromadenie drobných kryštálikov, ktoré sú podobné arzenopyritu. Forma zrn má prevažne nepravidelný tvar, ale miestami sú stĺpčekovite pretiahnuté individuá. Veľkosť zrn sa pohybuje od submikroskopických častí do 0,2 mm. Leští sa dobre, reliéf má vystupujúci. Dvojdráz sme nepozorovali. Anizotropia je slabšia ako u arzenopyritu. Farba minerálu v dopadajúcom svetle je svetložltá so silným kovovým leskom.

Diagnostické leptania neprinesli presvedčivé výsledky, pretože pri leptaní reagovali viac okolné minerály a skúšaný minerál bol až na slabšie stmavnutie odolný. Pre veľmi malé množstvo a jemnozrnnosť sme nemohli vykonať ďalšie identifikačné skúšky, preto uvádzame len charakteristické optické vlastnosti. Jedinou a možno najspoľahlivejšou diagnostikou boli bohaté erytrínové výkvetvy na puklinách a navetraných plochách, ktoré by mali byť neklamným dôkazom, že ide o minerál s vysokým obsahom kobaltu. Porovnávaním prác P. Ramdohra (1960) a našimi pozorovaniami študovaný minerál zodpovedá arzenopyritu a bohatým obsahom Co teda glaukodotu alebo kobaltínu. Keďže v rudných žilách nenachádzame žiadne Co minerály, ktoré by mohli byť produktom erytrínových výkvetov, predpokladáme, že erytrínové povlaky vznikali rozpadom práve z tohto minerálu.

Arzenopyrit možno len veľmi zriedka pozorovať v západnej časti rudných žíl. Obyčajne sa nachádza v asociácii s tetraedritom, glaukodotom, chalkopyritom a kremeňom vo forme drobných zrn a nepravidelných zhlukov. Prináleží k mikroskopickým minerálom a jeho kryštály i nepravidelné agregáty nedosahujú väčšie rozmery. Pohybujú sa v rozmedzí od submikroskopických častíc do 0,1 až 0,3 mm.

Arzenopyrit má obyčajne stĺpčekovitý tvar kryštálov so sklonom k idiomorfnému vývoju, pričom sa prejavuje charakteristickou silnou anizotropiou. Lokálne sú väčšie zrná i agregáty postihnuté silnou koróziou, takže je veľmi ťažko pozorovať pôvodný kryštalografický tvar.

Pyrit sa hojne vyskytuje v haldovom materiáli Ferdinandky, najmä vo vrchnejších častiach, kde lokálne tvorí i veľké nahromadeniny. Smerom do hĺbky jeho obsah klesá. Celkove je však jeho koncentrácia veľmi nepravidelná. Jednotlivé zrná nachádzajúce sa v asociácii s turmalínom majú prevažne hexaedrické obmedzenie, menej vo forme pentagonálneho dodekaedru. V asociácii s minerálmi sulfidickej periódy pyrit tvorí miestami agregáty, ktoré dosahujú veľkosť okolo 10–15 cm. Je to v prevahe monominerálna výplň, vyznačujúca sa nesúdržnosťou. Veľkosť zrn od 0,2–4 mm. V týchto prípadoch na malých zrnách pyritu je možno dobre sledovať účinky mechanickej deštrukcie, pri ktorej sú jednotlivé zrná značne dolámané a pukliny vyhojené mladšími minerálmi – chalkopyritom, tetraedritom i sulfosolou (?).

Pyrit v žilách patrí k dvom generáciám. Pyrit I je charakterizovaný kryštalickým tvarom vo forme hexaedritu a vzácné vo forme agregátu.

Pyrit II je hojnejší a tvorí obyčajne na hranici karbonátovej výplne s okolnou horninou nepravidelné, šošovkovité hniezda pretiahnuté v smere žily. Na mnohých miestach má pyrit až skoro „koloidnú“ štruktúru. Veľkosť zrna v takýchto hniezdach je variabilná, pričom má prevahu jemnozrná frakcia.

Namerané hodnoty mikrotvrdości pyritov sa pohybujú v rozmedzí $VHN_{150}1257-1499 \text{ kg/mm}^2$. Najnižšie hodnoty boli namerané u samostatných polôh pri okraji v tzv. kolomorfných hniezdovitých pyritov — $VHN_{150}1257-1300 \text{ kg/mm}^2$. Vyššie hodnoty boli namerané u pyritov, ktoré asociujú s kremeňom a sulfidmi.

Tab. 9. Kvalitatívne spektrálne analýzy pyritov

Č. vz.	LOKALITA	Ag	Al	As	Bi	Co	Cu	Fe	Mg	Mn	Na	Ni	Pb	Si	Sn
144	Ferdinandka II. halda	●	○		○	●	●	■	○	●	●	●	●	●	○
149	Ferdinandka halda	○	○	●	○	●	●	■	○	●	●	○	●	●	○
142	Ferdinandka vrchná halda	●	■	●	○	○	○	■	○	●	●	●		○	○

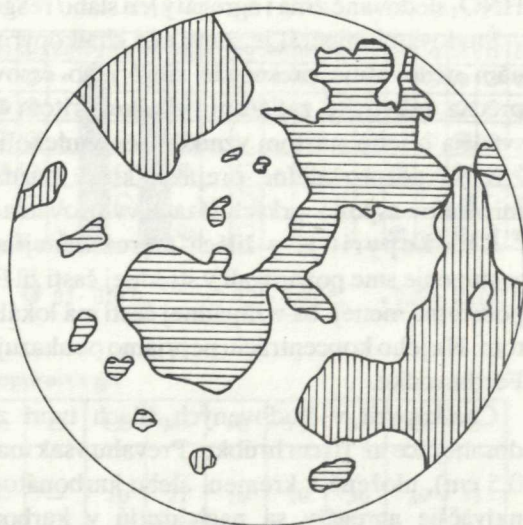
■ 100-10% ▲ 10-1% ● 1-0,1% ◐ 0,1-0,01% ○ 0,01-0,001% ● 0,001-0,0001%

Študované pyrity sú chudobné na stopové prvky. Ak vyčleníme prvky, ktoré sú viazané na heterogénne prímеси z kremeňa, hornín, karbonátov a niektorých ďalších sulfidov, zostane nám len málo prvkov, ktoré majú aktívny podiel na stavbe mriežky. Za heterogénne prímеси považujeme Ag, Al, časť As, Bi, Cu, Mg, časť Mn, Na, Pb, Si i Sn. Teda okrem základných zložiek Fe a S sa v mriežke pyritu nachádza len menšie

množstvo As, Cu, Ni, Mn. Ich väzba v mriežke pyritu sa dá veľmi ťažko dokázať a viacerí autori majú na ich vystupovanie v pyrite rozdielne názory. F. Hegeman (1941) i P. Ramdohr (1960) ich považujú za heterogenity. C. Varček (1959) ich pre rožňavské ložisko pokladá za typické. Ďalší autori, ako J. Jarkovský (1965) a B. Cambel — J. Jarkovský (1966) a iní, považujú Ni a Co za obvyklé izomorfné prímеси. Vzhľadom na stály výskyt Ni a Co v analýzach sa domnievame, že značná časť Ni a Co je v pyrite izomorfná. Potvrdzujú to i výsledky kvantitatívnych spektrálnych analýz. Niektoré anomálne zvýšenia sú spôsobené znečistením z iných minerálov.

Tab. 10. Kvantitatívne spektrálne analýzy pyritov v g/t

Č.	vz.	Lokalita	Č. anal.	Ag	Bi	Co	Cu	Mn	Ni	Pb	Sn	Ti	Zn
1	144	Ferdinandka-II. halda	363	12	—	155	39	st	148	—	—	—	—
2	142	Ferdinandka-vrchná halda	364	—	—	741	158	st	20	—	—	—	—
3	149	Ferdinandka-halda	366	st	—	214	100	—	174	—	—	—	—



zv. 140 krát



chalkopyrit



kremeň



sulfosol

Obr. 1. Náčrt x-minerálu v chalkopyrite.

Sulfosol Pb, Bi (?) sme pozorovali v žilách Ferdinandky asi v strednej časti doliny, kde asociuje s chalkopyritom a v menšej miere s tetradritom. Jej koncentrá-

cia je veľmi nízka a makroskopicky nezistiteľná. Zrná či menšie nepravidelné hniezda nedosahujú väčšie rozmery. Len v jednom prípade sa nám podarilo pozorovať zrno asi 1 mm veľké, ostatné sú menšie ako 1 mm. Separácia minerálu je značne sťažená jeho prerastaním s chalkopyritom a tetraedritom. Pri pokuse o identifikáciu značne znečisteného materiálu pomocou difrakcie X-lúčov nám namerané hodnoty umožňujú len konštatovať, že niektoré línie sú zhodné s tabelárnymi údajmi pre sulfosoli Pb a Bi, ako bizmutín, kosalit, galenobizmutit.

Minerál skúmaný pod mikroskopom vytvára nepravidelné, výrazne anizotropné zrná sivej farby, ktorá pri zhášaní prechádza až v hnedú. Dvojodraz je pomerne slabý. Oproti tetraedritu má vyššiu odrazivosť. Leští sa výborne. Štiepateľnosť môžeme sledovať raz výbornú, na iných miestach je takmer nepozorovateľná. Mikrotvrdosť, pokiaľ sme ju mohli merať, sa pohybuje VHN₍₂₀₎ od 184 po 204 kg/mm². V prípade merania na zrnách s výbornou štiepateľnosťou sú hodnoty VHN₍₂₀₎ 90 kg/mm². Veľké rozdiely v nameraných hodnotách VHN poukazujú i na možnosť výskytu dvoch minerálov, ale vzhľadom na malé množstvá tohto minerálu ho zvlášť neopisujeme.

Pri diagnostickom leptaní nijaké činidlo okrem HNO₃ nereagovalo. Pri použití HNO₃ sledované zrná i agregáty len slabo reagujú kypením a neskorším stmavnutím.

Študovaný minerál je starší ako chalkopyrit i tetraedrit. I keď jeho koncentrácia nám nedovoľuje presnejšie zistiť jeho časové zaradenie v procese vylučovania, predsa záživovité zatlačania chalkopyritom alebo agregáty uložené v tetraedrite svedčia o jeho staršom vzniku. Len v niekoľkých prípadoch, najmä u drobnejších zrn, sú pozorovateľné prejavy, ktoré naznačujú i súčasnú kryštalizáciu týchto minerálov aspoň v prvých fázach vylučovania chalkopyritu.

Chalkopyrit je v žilách najrozšírenejším sulfidickým minerálom. Najväčšie zastúpenie sme pozorovali v strednej časti žíl Ferdinandky. Na ostatných žilách je ho podstatne menej, ba v západnej časti má lokálne prevahu tetraedrit nad chalkopyritom. Na jeho koncentráciu nepriamo poukazuje i rozfáranosť žíl a mohutnosť hald na Ferdinandke.

Chalkopyrit v študovaných žilách tvorí zhluky, hniezda i nepravidelné žily, dosahujúce až 10 cm hrúbku. Prevahu však majú drobnejšie izometrické zrná (okolo 0,5 cm), uložené v kremeň alebo karbonátoch. Podľa štúdia haldového materiálu najväčšie agregáty sa nachádzajú v karbonátoch, cez ktoré preniká v smere štiepateľnosti vo forme drobných nepravidelných žíl alebo vyplňa rôzne dutiny. Chalkopyrit nevystupuje ako monominerálna výplň, ale temer vždy ho sprevádza i veľmi hojný pyrit, tetraedrit a vzácne mikroskopické množstvá sulfosolí. Na horných haldách býva chalkopyrit postihnutý značným stupňom oxidácie, prejavujúcim sa hojnými kovelínovými povlakmi a nesúdržnosťou. Hoci výskyt chalkopyritu je na žilách veľmi nepravidelný, na základe haldového materiálu usudzujeme, že jeho obsahy smerom do hĺbky klesajú.

V odrazenom svetle má chalkopyrit obdobné optické vlastnosti, aké sme pozorovali na ostatných lokalitách blízkeho okolia.

Mikrotvrdosť chalkopyritov, ako vyplýva z početných meraní, kolíše v rozpätí od $VHN_{\min(50)}202,8$ — $VHN_{\max(50)}234,5$ kg/mm², $VHN_{\text{str}(50)}222,2$ kg/mm². Analýza výsledkov mikroskopického štúdia nám umožňuje predpokladať, že zmeny hodnôt tvrdosti ovplyvňujú submikroskopické znečistenia minerálu, ako i samotná minerálna asociácia, v ktorej chalkopyrit vystupuje. Najnižšie hodnoty boli registrované v asociácii s hojným tetraedritom a sulfosolami. Poznamenávame, že tieto nízke hodnoty boli veľmi zriedkavé a podstatná časť hodnôt nameraných mikrotvrdosť sa pohybuje okolo 225,5 kg/mm².

Dekrepitačné teploty, ktoré pomáhajú pri určovaní teplôt vzniku minerálov, meral K. Eliáš na autoregistračnom termoakustickom prístroji. Namerané hodnoty sa pohybujú v rozmedzí od 320–340 °C, čo je o niečo vyššie, ako sme namerali na ložisku Mlynky (J. Beňka 1976). Termalita chalkopyritov z Mlynkov sa pohybuje okolo 270–280 °C.

Chemizmus chalkopyritov dokumentujú priložené semikvantitatívne a kvantitatívne spektrálne analýzy v tab. 11 a 12.

Tab. 11. Kvalitatívne spektrálne analýzy chalkopyritov

Č. vz.	LOKALITA	Ag	Al	As	Bi	Ca	Cu	Co	Fe	Hg	Li	Mg	Mn	Na	Ni	Pb	Sb	Sn	Si	Ti	Zn
149 a	Ferdinandka	●	○	○	●	●	●	○	●	●	○	●	○	●	●	○	○	○	●	●	●
145	Ferdinandka III. halda	○	○	●	●	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
145 a	Ferdinandka III. halda	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
147	Viktória baňa	●	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
149	Ferdinandka	●	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
144	Ferdinandka II. halda	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○

■ 100-10% ▲ 10-1% ● 1-0,1% ◐ 0,1-0,01% ○ 0,01-0,001% • 0,001-0,0001%

Tab. 12. Kvantitatívne spektrálne analýzy chalkopyritov v g/t

č. vz.	lokalita	Ag	As	Bi	Co	Mn	Ni	Pb	Sn	Ti	Zn
144	Ferdinandka-II. halda	27	—	—	10	21	10	10	30	29	513
145	Ferdinandka-III. halda	23	—	—	10	23	10	10	43	—	330
149	Ferdinandka-II. halda	20	—	—	14	20	10	—	76	—	308
147	baňa Viktória	17	—	—	32	10	10	10	85	—	347

V chalkopyrite nie je veľa prvkov, ktoré sa aktívne podieľajú na izomorfnom zastupovaní niektorých základných stavebných častí. Všetky zistené prvky, okrem základných, môžeme rozdeliť do dvoch skupín. Prvá skupina: prvky izominerálne

(J. H. Berdnard 1957) ako Sn, Ag, Zn a azda časť Pb, Ni, Co a As. Do druhej skupiny patria anizominerálne prvky — Al, Bi, Ca, Co, Hg, Si, Mg, Mn, Na, Sb, Li, Ti ako aj prvky, ktoré sa uplatňujú v okolných horninách a mineráloch.

Obsahy Ag majú priebežný charakter (asi 20 g/t) a na študovaných lokalitách v chalkopyrite je Ag typickým stopovým prvkom. I podľa H. Fleischera (1955) sú stopy Ag v chalkopyrite bežné. Vystupovanie Ni a Co vzhľadom na ustálenosť koncentrácií v analýzach (10–20 g/t), ako i na základe geochemických vlastností, ktorými sa najviac približujú k Fe, sú ďalšími typickými prvkami, ktoré sa môžu viazať na chalkopyrit.

Obsahy Sn sú typickou prímесou na študovanej lokalite. Jeho izomorfná prítomnosť v chalkopyrite je daná blízkosťou tetraedrických iónových polomerov Sn a Cu v mriežke chalkopyritu. Podľa štúdie C. Levyho, J. Prouvosta (1957) sa môže vzájomne zastupovať v celom izomorfnom rade chalkopyrit-staníin. Za izominerálny ho považujú i ďalší autori, ako O. Gavelín — S. Gabrielson (1947), V. N. Goldschmidt (1954) a iní. Domnievame sa však, že časť treba považovať za heterogenitu z iných minerálov. Obsahy Sn v chalkopyrite sa pohybujú od 30 do 85 g/t.

Pozoruhodné sú obsahy Zn v chalkopyrite a jeho obsahy varírujú v hodnotách od 300 do 513 g/t. Tieto nerovnomernosti v mnohých prípadoch priamo závisia od minerálnej asociácie, v ktorej chalkopyrit vystupuje. Teda časť obsahu Zn je potrebné považovať za anizominerálnu s tetraedritom alebo ďalších minerálov (submikroskopického sfaleritu). P. Ramdohr (1960) pripúšťa možnosť existencie sfaleritu vo forme pevného roztoku v chalkopyrite. No pritom všetkom určitá časť Zn je viazaná izominerálne na chalkopyrit. Svedčí o tom i fakt, že najväčšie obsahy Zn sme zaznamenali práve z miest, kde tetraedritu bolo veľmi málo alebo úplne chýbal. Vystupovanie ostatných prvkov považujeme za anizominerálne.

Tetraedrit má podstatne menšie zastúpenie ako chalkopyrit. Miestami je úplne vzácny, i keď spravidla skoro stále sprevádza chalkopyrit. Makroskopicky ho možno študovať len na haldách bane Viktória. Na Ferdinandke bol nájdený iba ojedinele. Tetraedrit spravidla asociuje s chalkopyritom a spolu s ním býva zarastený do staršieho kremeňa alebo karbonátov. Väčšie, samostatne vystupujúce koncentrácie čistého tetraedritu sa nám nepodarilo nájsť.

Mikroskopicky tvorí tetraedrit v prevahe menšie drobné žilky, ktoré obvykle prenikajú cez chalkopyrit, pyrit a sulfosoli. Len veľmi ojedinele preniká v smere štiepných puklín do karbonátov alebo puklín kremeňa. Hrúbka týchto žiliek málokedy presahuje 1 mm. Väčšie koncentrácie hniezdovitých tvarov nájdeme na starých haldách bane Viktória (asi 1 cm), tento tetraedrit je však značne postihnutý oxidáciou, až sa stal nesúdržným. Ja najmladší minerál sulfidickej periódy, ktoré bolo možné sledovať.

Namerané hodnoty mikrotvrdoosti sa pohybujú v rozpätí od $VHN_{\min 50} 277,3$ — $VHN_{\max 50} 310,5$ kg/mm², $VHN_{\text{str}} - 293,9$ kg/mm². Menší rozptyl hodnôt bol

spôsobený pravdepodobne rozdielnosťou čistoty skúmanej vzorky a minerálnou asociáciou.

Sekundárne minerály neboli predmetom štúdia, ale kvôli celkovej informácii ich uvedieme v poradí kvantitatívneho zastúpenia na študovaných žilách. Najväčšie zastúpenie má limonit, potom malachit ako produkty rozkladu Fe a Cu minerálov. Ďalej nasleduje kalcit, sadrovec, erytrín a kovelín.

Sukcesia mineralizácie na rudných žilách

Na žilách banského poľa Ferdinand a bane Viktória boli podrobne študované vzájomné vzťahy medzi minerálmi, ich paragenéza, ako i analýza makrotextúr na kusoch žiloviny na haldách.

Na základe získaných výsledkov sa nám podarilo vyčleniť 4 mineralizačné periódy: karbonátová, turmalínová, sulfidická a kalcitová mineralizačná perióda.

Tab. 13. Tabuľka sukcesie mineralizácie

PERIÓDA	KARBONÁTOVÁ	TURMAL.	SULFIDICKÁ	KALCIT.
Kremeň	-	-	-	-
Siderit	-	-	-	-
Fe-dolomit	●	-	-	-
Kalcit	-	-	-	●
Turmalín	-	●	-	-
Sericit	-	-	●	-
Chlorit	-	-	●	-
Glaukodot	-	-	●	-
Arzenopyrit	-	-	●	-
Pyrit	-	-	●	-
Sulfosol Pb,Bi	-	-	●	-
Chalkopyrit	-	-	-	●
Tetraedrit	-	-	-	●

Každá perióda je reprezentovaná charakteristickou minerálnou paragenézou, fyzikálno-chemickými podmienkami, chemizmom roztokov a čiastkovými intermineralizačnými tektonickými pohybmi. Za základ konštrukcie schémy sukcesie sme použili najrozšírenejšie minerály, pretože u sporadicky vystupujúcich minerálov nemáme vždy dostatok presvedčivých údajov o vekových vzťahoch. No analógia vystupovania týchto minerálov na ostatných ložiskách nám dovoľuje diskutovať o ich postavení v schéme. V karbonátovej perióde prevláda Fe-dolomit nad kalcitom a zriedkavým sideritom, ktorý je ekvivalentný sideritu I z ostatných žíl severného

pruhu Spišskogemerského rudohoria. Kalcit na ložisku Ferdinand tvorí samostatné polohy a žilky v Fe-dolomite a patrí do najstaršej periódy. Tento výsledok podporuje i výskyt sulfidov v kalcite, ktorý na iných lokalitách tak presvedčivo dokázať nemôžeme. V Spiško-gemerskom rudohorí sú výskyty čistého sideritu bez dolomitu a opačne. Obdobne môžu byť i iné varianty s kalcitom. Zmenou fyzikálno-chemických podmienok a chemizmu roztokov došlo po Fe-dolomite aj k ukladaniu sa kalcitu I.

Turmalínová perióda nenadobúda väčší rozsah, ale tvorí len menšie žilky a hniezda v strednej časti ložiska Ferdinand a bane Viktória.

Sulfidická mineralizačná perióda je z ekonomického hľadiska významná. V minulosti bola zdrojom ťažby Cu rúd. Jej hrúbka je variabilná — od niekoľkých cm do 25 cm. Textúra je masívna, lokálne brekciovitá. V rámci tejto periódy vyčleňujeme i dve samostatné minerálne asociácie, ktorých vystupovanie názorne uvádza tab. 13.

Posledná mineralizačná perióda má monominerálny charakter. Časť kalcitu je pričleňovaná ku supergénnym procesom, ale jeho podstatná časť, ktorá vyplňa časté pukliny, má s najväčšou pravdepodobnosťou hypogénny pôvod.

Záver

V študovanej oblasti bola na žilách zistená postupnosť kryštalizácie a u najdôležitejších minerálov bol študovaný mikrochemizmus a makrochemizmus. Charakter žilnej výplne je karbonátovo-sulfidický. Z karbonátov prevláda Fe-dolomit s kalcitom nad akcesorickým sideritom. Zaujímavé je najmä vystupovanie kalcitu v karbonátovej perióde, čím sa tento výskyt odlišuje od ostatných lokalít tohto druhu v Spiško-gemerskom rudohorí. Karbonátová perióda nemá praktický význam.

Ekonomický význam má len sulfidická perióda, kde prevláda chalkopyrit nad tetradritom. Ostatné minerály sú veľmi zriedkavé. Ďalej treba poznamenať, že Fe-dolomitové žily sú priaznivejšie pre lokalizáciu a rentabilnejšiu akumuláciu Cu rúd.

Do tlače odporučil C. Varček.

Literatúra

- BEŇKA, J. 1976: Mineralogicko-paragenetické pomery rudných žíl ložiska Mlynky. Západné Karpaty, sér. mineralógia, petrografia, geochemia, ložiská, 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 41–74.
- BERNARD, J. H. 1957: O izomorfním zastupování prvků ve skupině tetradritů. Rozpr. Čsl. Akad. Věd. 67, 3, Praha, 1–30.
- BETECHTIN, A. G. 1955: Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. Издат. Akad. Nauk ZSSR, Moskva, 125–275.
- CAMBEL, B — JARCOVSKÝ, J. 1966: On the Character of Cu and Zn Distribution in Pyrites. Geol. Zbor. SAV, 17, Geol. Carpatica, Bratislava, 201–217.

- DANA, J. D. — DANA, E. S. 1953: The system of Mineralogy (ruský preklad). I, II, Moskva, 1–773.
- FLEISCHER, M. 1955: Minor elements in some sulphide minerals. *Econ. Geol. Fiftieth Ann. Vol.* 970–1024.
- GAVELIN, O. — GABRIELSON, S. 1947: Spektrochemical investigations of sulfide minerals from the ores of the Skelleftea district. *Sver. Geol. Undersökning, ser. C*, 491, Stockholm, 1–45.
- GOLDSCHMIDT, V. H. 1954: *Geochemistry*. London, 1–731.
- HARCOURT, G. A. 1942: Tables for identification of ore minerals by X-ray powder patterns. *Amer. Mineralogist*, 27, 2, Washington, 1–63.
- HEGEMAN, F. — ALBRECHT, F. 1955: Zur Geochemie oxydischer Eisenerz. *Chemie der Erde*, 17, 2, 1955.
- INGERSON, V. V. 1955: Methods and Problems of geologic thermometry. *Econ. Geol. 50th anniversary* ed., Edinburgh, 1–341.
- JARKOVSKÝ, J. 1965: Príspevok k otázke formy výskytu niektorých mikroelementov v pyrite. *Správy o geolog. výsk. v r. 1964. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 173–174.
- LÉVY, C. — PROUVOUST, J. 1957: Rapport entre la chalcopryrite, la stannite et la reniérite. *Bul. Soc. Franç. Minéral. Cristalogr.*, 1–3, Paris, 59–66.
- MICHEJEV, V. J. 1957: Rentgenometričeskij opredelitel' mineralov. Moskva, 1–867.
- NEVYJEL, E. 1940: Ferdinandka — Vondrišek — Peklisko. Krátka história dobývania. *Banské oprávenenie*. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PAPP, K. v. 1919: *Eisenerz und Kohlenvorräte des Ungarischen reiches*. Budapest, 1–638.
- PECHO, J. 1952: Záverečná správa o železorných ložiskách v území medzi Hnilcom, Nálepkovom a Gretlou. *Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- RAMDOHR, P. 1960: *Die Erzminerale und ihre Verwachsungen*. Akad. — Verlag, Berlin, 1–132.
- VARČEK, C. 1959: Metalogenetické pomery okolia Rožňavy v Spišsko-gemerskom rudohorí. (Kandidátska dizertačná práca). *Manuskript-archív PFUK, Bratislava*, 1–279.
- VARČEK, C. 1959: Paragenetické pomery žily Mária v Rožňave. *Geol. Práce, Zošit 55, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 181–211.

Vysvetlivky k tabuľke I na kriede

Obr. 1 Prenikanie chalkopyritu cez kalcit. Zmenšené 1:2. Štôľňa Ferdinandka — halda. Foto autor.

Obr. 2. Hniezdo chalkopyritu v kalcite. Zmenšené 1:2. Štôľňa Ferdinandka — halda. Foto autor.

Mineralogy of ore veins east of Hnilec

Jozef Beňka

Summary

At present the research in the Spišsko-gemerské rudohorie (ore mountains) is still more concentrated to veins with Fe dolomite-copper-bearing mineralization because of their high Cu-content. The genesis of these veins, structure, intermineralization tectonics and their course are not markedly different from other veins in the Spišsko-gemerské rudohorie. There are minor differences in mineralization of the oldest carbonate period where — in our case — Fe-dolomite dominates over calcite, and siderite is subsidiary. In contrast to other veins calcite ranges up to several centimeters and it is abundantly penetrated by younger sulphidic minerals. It is evidently older than the minerals.

We also present the results of mineralogical, geochemical, paragenetical and chemical study of the most important minerals, and the results of measuring of some physical properties of minerals (density, refraction index, thermality, microhardness). Following is the composition of Fe-dolomite and calcite:

components	Fe-dolomite	calcite
FeO	9,69 — 11,13 %	2,87 — 3,93 %
MgO	13,69 — 15,54 %	0,52 — 0,83 %
MnO	0,43 — 0,48 %	0,24 — 0,82 %
CaO	26,31 — 26,81 %	47,32 — 51,38 %
CO ₂	41,90 — 43,80 %	39,14 — 43,51 %
SiO ₂	0,24 — 5,19 %	0,07 — 6,24 %

Microchemical composition of pyrites is monotonous and variable contents of Cu, Co, Ni are typical of the veins. In chalcopyrites are increased Zn-contents (308–513 ppm) whereas contents of tin are markedly lower than in chalcopyrites at Mlynky. They vary around 50 ppm. The survey of other results is in text (Text tables 1–13).

The analysis of results of genetical study of structures of the vein filling and detailed chalcographical examination of thin-sections show that the hydrothermal process may be divided into four mineralization periods:

1. carbonate mineralization period
2. tourmaline mineralization period
3. sulphide mineralization period
4. calcite mineralization period.

The course of the hydrothermal process, quantitative representation of minerals and successions are in Table 13.

The oxidization zone was not examined in detail because of difficult approach to the deposit under study.

Tables

- Table 1. Qualitative spretral analyses of Fe-dolomites
- Table 2. Quantitative chemical analyses of Fe-dolomites
- Table 3. DTA curves of Fe-dolomites
- Table 4. Indexes of refraction and density of calcites
- Table 5. DTA of calcites
- Table 6. Quantitative chemical analyses of calcites
- Table 7. Qualitative spectral analyses of calcites
- Table 8. Decrepitogram of calcites
- Table 9. Qualitative spectral analyses of pyrites
- Table 10. Quantitative spectral analyses of pyrites
- Table 11. Qualitative spectral analyses of chalcopyrites
- Table 13. Succession of mineralization

Explanations of Plate I

Fig. 1 Penetration of chalcopyrite in calcite. Minified 1 : 2. Ferdinand pit-refuse. Photographed by autor.

Fig. 2 Chalcopyrite nest in calcite. Minified 1 : 2. Ferdinand pit-refuse. Photographed by autor.

Text fig. 1 X-mineral in chalcopyrite.

Translation: E. Jassingerová.

Минералогия рудных жил к востоку от сел. Гнилец

Резюме

В последнее время при исследованиях Спишско-Гемерского рудогорья все больше внимания уделялось жилам Fe-доломита с медной минерализацией, так как оказалось, что содержание меди в них благоприятное. По характеру развития, текстуре, внутриминерализационной тектонике и простираанию жилы у сел. Гнилец в общем мало отличаются от остальных жил Спишско-Гемерского рудогорья. Различия проявляются главным образом в минерализации, которая в исследованном районе имела место преимущественно в наиболее древнем карбонатном периоде, характеризующимся преобладанием Fe-доломита над кальцитом и подчиненном положении сидерита. В отличие от остальных жил этой области, кристаллы кальцита 1-й генерации достигают размера в несколько сантиметров и густо пронизаны более молодыми сульфидными минералами.

В статье даются результаты изучения минералогии, геохимии, парагенезиса и химического состава наиболее важных минералов, а также результаты измерений некоторых физических свойств минералов (плотность, показатель преломления, термальность, микротвердость). Химический состав Fe-доломита и кальцита следующий:

компоненты	Fe-доломит	Кальцит
FeO	9,69 — 11,13 %	2,87 — 3,93 %
MgO	13,69 — 15,54 %	0,52 — 0,83 %
MnO	0,43 — 0,48 %	0,24 — 0,82 %
CaO	26,31 — 26,81 %	47,32 — 51,38 %
CO ₂	41,90 — 43,80 %	39,14 — 43,51 %
SiO ₂	0,24 — 5,19 %	0,07 — 6,24 %

Микрохимизм пиритов не отличается разнообразием, изменчивое содержание Cu, Co, Ni типично для жил. Следует отметить повышенное содержание Zn в халькопиритах (от 308 до 513 промилле) и значительно более низкое содержание Sn по сравнению с халькопиритами селения в Млынки (около 50 промилле). Остальные результаты ясно представлены в словацком тексте.

Генетическое изучение текстур жильного выполнения, дополненное детальным халькографическим изучением аншлифов привело нас к заключению, что гидротермальные процессы можно отнести к четырем периодам минерализации:

1. период карбонатной минерализации
2. период турмалиновой минерализации
3. период сульфидной минерализации
4. период кальцитовый минерализации

Обзор гидротермального процесса, количественного содержания минералов, последовательности их образования дан в таблице 13.

Пояснения к таблицам

- Табл. 1. Качественные спектральные анализы Fe-доломитов
 Табл. 2. Количественные химические анализы Fe-доломитов
 Табл. 3. Кривые дифференциально-термического анализа Fe-доломитов
 Табл. 4. Показатели преломления и плотности кальцитов
 Табл. 5. Дифференциально-термические анализы кальцитов
 Табл. 6. Количественные химические анализы кальцитов
 Табл. 7. Качественные спектральные анализы кальцитов

Табл. 8. Декрепитограмма кальцитов

Табл. 9. Качественные спектральные анализы пиритов

Табл. 10. Количественные спектральные анализы пиритов

Табл. 11. Качественные спектральные анализы халькопиритов

Табл. 12. Количественные спектральные анализы халькопиритов

Табл. 13. Таблица последовательности образования минералов

Пояснения к рисункам

фототаблица I

Рис. 1. Проникновение халькопирита в кальцит. Отвал штольни фердинандка. Уменьшено 1:2.

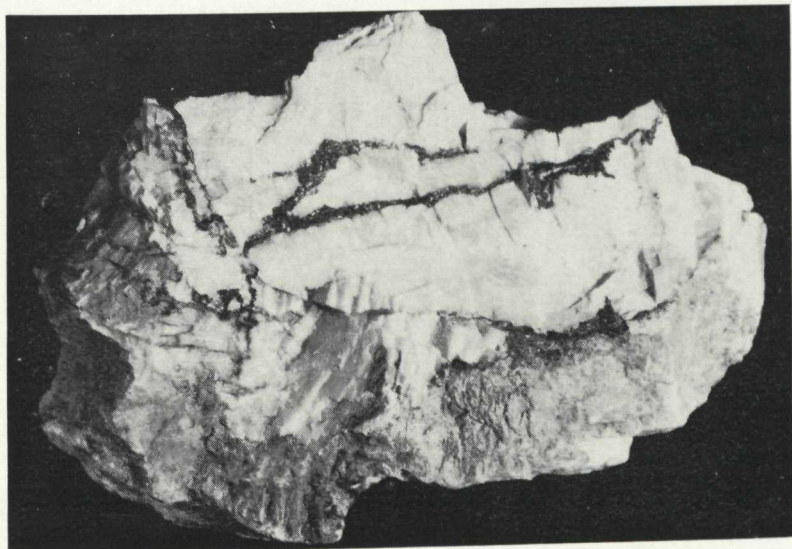
Фото абтора

Рис. 2. Гнездо халькопирита в кальците. Отвал штольни Фердинандка. Уменьшено 1:2. Фото

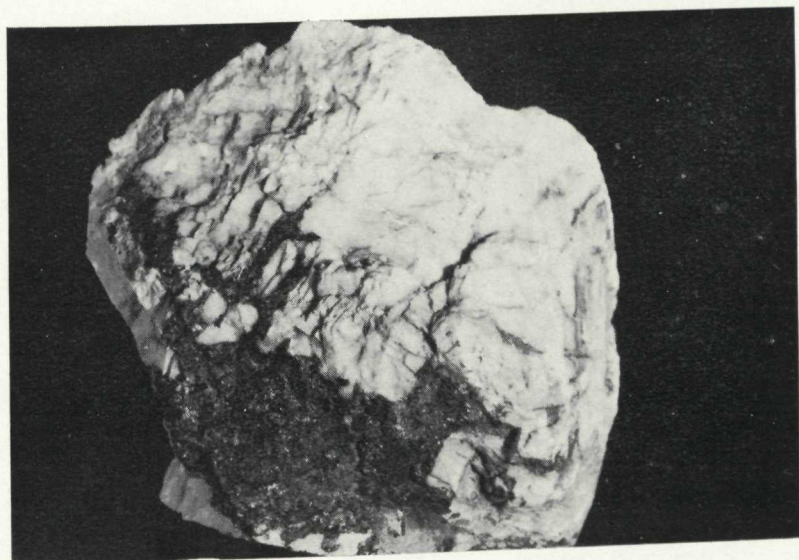
автора

Текст фиг. 1. Очертания минерала х в халькопирите.

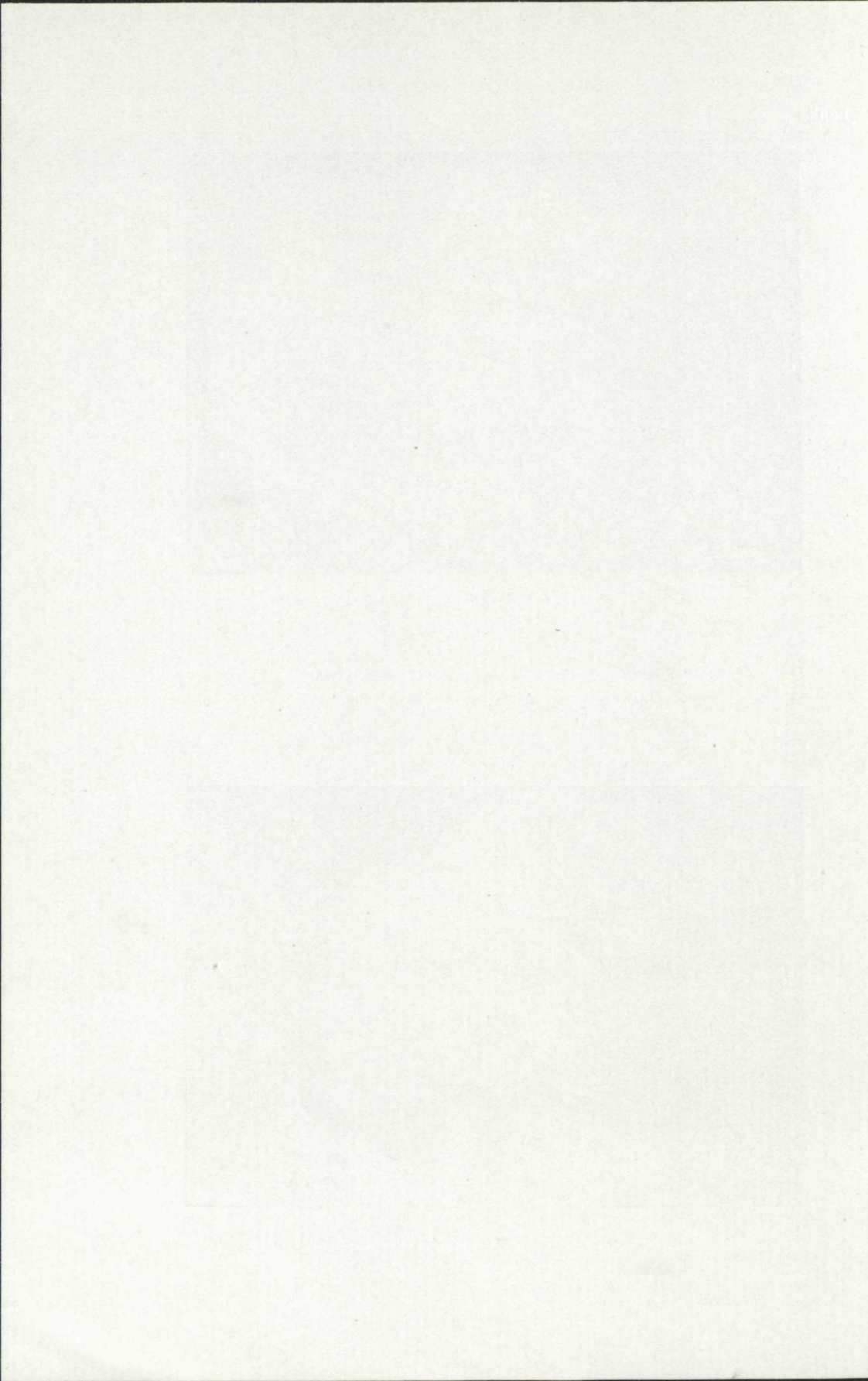
Перевод со словацкого В. С. Андрусовой.



1



2



Jozef Václav

Výsledky geochemickej prospekcie z oblasti Betliar — Čučma

8 obr. v texte, anglické a ruské resumé

Abstrakt. V predkladanej práci sú zhrnuté výsledky metodických postupov vyhodnocovania metalometrických vzoriek z pôdneho horizontu B z oblasti Betliar — Čučma (Spišsko-gemerské rudohorie), t. j. z oblasti s výskytmi kreménno-antimonitových a kreménno-sulfidických žíl.

Na základe štatistického spracovania vzoriek sme zistili, že Sb, Cu, Sn, W sa javia vyhľadávacími príznakmi pre Sb a Bi pre Cu zrudnenie. U týchto prvkov sme študovali ich distribúciu v horizonte B, určili sme hodnotu pozadia, prah anomálie a vyčlenili anomálne zóny Sb, Cu v študovanej oblasti.

Úvod

Predkladaná práca o geochemickej prospekcii je výsledkom prác rokov 1973 až 1978. Sledovali sme najmä prvky Sb, Cu, Sn, W, Bi a tiež prvky Mo, Ag v pôdnom horizonte B.

Terénne práce sme začali robiť v oblasti Betliara, naprieč žilou Straková. Ďalšie profily sme situovali na západ i na východ od spomenutej žily. Skúmané územie (obr. 1), na ploche ktorého sme situovali profily, je na západe obmedzené dolinou Súľovského potoka, na východe Rožňavskou dolinou, na juhu dolinou rieky Slaná a na severe spojnicou kót Hermitka (738 m) — Baracká skala (1224 m). Profily sú situované nepravidelne vzhľadom na účel litogeochemického výskumu. Celé územie je budované gelnickou sériou. Podrobný geologicko-štruktúrny a ložiskový výskum na tomto území robil v posledných rokoch J. Pecho (1976).

Účelom geochemického výskumu bolo zistiť smerné pokračovanie Sb žily Straková, preveriť prekremenené pásma, respektíve kremenné žily vymapované J. Pechom (1976) a vykonať štúdium distribúcie Sb, Cu, Sn, W (Bi) v pôdnom horizonte B.

Metodika práce

Odber vzoriek po profiloch (profily boli lokalizované na základe výsledkov štruktúrno-ložiskového výskumu J. Pechu 1976) sme robili pedologickou tyčou z hĺbky 50–80 cm (horizont B). Profily sme orientovali približne naprieč smeru žíl, respektíve po hrebeňoch, aby sme čím viac eliminovali sekundárny rozptyl v sutinovom materiáli. Krok odberu bol 5 m. Jedna vzorka predstavuje 3 vpichy z okruhu asi 0,5 m².

Pri situovaní profilov sme vychádzali od známych žilných ťahov do priestorov ich možného pokračovania resp. do priestorov, kde možno na základe metalometrie očakávať pozitívne výsledky. S uvedeným postupom sme sledovali dva ciele: zistiť koncentráciu a distribúciu sledovaných prvkov v sekundárnej aureole v priestore známeho zrudnenia a porovnať tieto výsledky so získanými údajmi mimo známych žíl.

Po skončení hlavnej časti terénnych prác ťažisko štúdia spočívalo na laboratórnom výskume. Vzorky po odobraní boli sušené pri normálnej teplote (v tieni), homogenizované drvením (GP, Trenčianske Teplice) a odoslané do Laboratória Geoindustrie, Praha, kde boli analyzované röntgen-fluorescenčnou metódou. Hranica dôkazu-schopnosti bola u Sb 8 g.t⁻¹, Cu 0,6 g.t⁻¹, Sn 7 g.t⁻¹, W 2 g.t⁻¹, Bi 3 g.t⁻², Ag 5 g.t⁻¹, Mo 3 g.t⁻¹.

Výsledky analýz sme rozdelili podľa pôdneho charakteru vzoriek do dvoch súborov. Do jedného súboru sme zaradili vzorky odobraté nad vulkanickými horninami a do druhého vzorky odobraté nad sedimentárnymi horninami. V rámci každého súboru sme vypočítali alebo graficky zistili príslušné hodnoty, ktoré vedú k zisteniu fónovej, resp. anomálnej koncentrácie. Keďže sme v súboroch nezistili podstatnejšie rozdiely ani u jedného prvku, výpočet každého prvku sme robili ako z jedného súboru.

Po grafickom a analytickom spracovaní vzoriek robili sme korelačné štúdium vybraných prvkov.

Stručný prehľad geologických pomerov

Po orografickej stránke územie patrí južnej časti voloveckého pásma Spišsko-gemerského rudohoria. Štúdiom geologickej stavby tohto územia sa zaoberali: J. Šuff (1948), O. Fusán (1953–1954), T. Gregor (1951), J. Kamenický (1956), A. Klinec (1957–1959), L. Snopko (1966–1969), P. Kulich (1972) a J. Pecho (1976).

Predmetné územie je budované gelnickou sériou staropaleozoického veku. Gelnická séria predstavuje kaledónsky vývojový cyklus. Jej vznik sprevádzal kyslý

vulkanizmus kremítých porfýrov, kremítých keratofýrov a ich vulkanoklastik. V študovanom území gelnickú sériu charakterizuje vysoké zastúpenie vulkanických hornín. Z nich najpočetnejšie sú produkty kyslého vulkanizmu. Pyroklastiká, ktoré vystupujú v tejto oblasti, predstavujú členy radu tufoporfyroid-tufitoporfyroid a na základe percentuálneho zastúpenia vulkanickej alebo sedimentárnej zložky sa približujú buď jednému, prípadne druhému koncovému členeniu.

Pôvodne všetky pyroklastiká sedimentovali vo vodnom prostredí a v rôznom pomere sa zmiešali so sedimentárnym materiálom. V dôsledku regionálnej metamorfózy došlo k rekryštalizácii hornín, čím sa zotrelí hranice medzi sedimentárnou a vulkanickou zložkou, čo je často príčinou ťažkostí pri vyčleňovaní horninového typu. Pre metamorfózu je obťažná aj identifikácia telies kremítých porfýrov, kde často až mikroskopické štúdium dokázalo, že ide o tufoporfyroidy. Súvrstvia gelnickej série majú generálny priebeh SV–JV a v západnej časti územia V–Z s úklonom k JV až J 30–50°.

Kremité porfýry gelnickej série v študovanom území tvoria len niekoľko polôh menších rozmerov.

Sedimentárne horniny sú zastúpené epimetamorfovanými klastikami rôzneho druhu od pelitov až po mikropsefity. Biochemické, prípadne organogénne sedimenty sú zastúpené v podradnom množstve. Ide o výskyt lyditov a karbonatických šošoviek nad Čučmou.

Mladé granity vystupujú severne od Betliara — ich výskyt je známy ako betliarsky žulový masív. Je tvorený troma menšími telesami. Produkty granitoidného vulkanizmu predstavujú viac petrografických typov: turmalinický, leukokrátny granit, leukokrátny všesmerne zrnitý granit, aplitický granit až granodiorit porfyrický a graisen tmavého i svetlého typu.

Stručný prehľad ložiskových a mineralogických pomerov

Študované územie je charakteristické vývojom antimonitových žíl, ktoré predstavujú západné ukončenie antimonitového zrudnenia Spišsko-gemerského rudohoria.

Antimonitové zrudnenie prebieha v Spišsko-gemerskom rudohorí prakticky v troch pásmach: v severnom, strednom a južnom. V predmetnom území vystupuje severné a stredné pásmo.

Antimonitové žily sú v oboch pásmach sprevádzané rojom kremenných, resp. kremenno-sulfidických žíl. Smer žíl je zhruba JZ – SV so sklonom k juhu 30–60°. Majú silne šošovkovitý charakter s krátkou dĺžkou a pomerne malým hĺbkovým dosahom.

V severnom pásme je podľa doterajších poznatkov antimonit hojnejšie zastúpený len v žile Straková. V strednom pásme sa antimonit viaže hlavne na pomerne dlhú líniu: Žila Matej, Vincent, Gabriela, Klement a Jozef.

Žily patria k pravým hydrotermálnym žilám. Podľa mineralogického zloženia sa delia na kremenné s obsahom sulfidov s Au a Ag a kremenno-antimonitové s obsahom sulfidov s Au a Ag. Novšie mineralogicko-geochemické výskumy žilnej výplne z tejto oblasti chýbajú. Podľa starších prác minerálne zloženie je veľmi pestré. Na žilách menovanej oblasti boli zistené nasledovné minerály: kremeň svetlý a tmavý, antimonit, pyrotín, pyrit, markazit, arzenopyrit, sfalerit, galenit, chalkopyrit, tetraedrit, bourbonit, bertierit, jamesonit, boulangerit, geokronit, gundmundit (?), rýdze zlato, turmalín, ankerit, kalcit, sericit a mikrokfín.

Lokalizácia profilov

Bt-I

Dĺžka profilu je 1285,0 m, počet odobratých vzoriek 257. Profil bol založený v nadloží Žily Straková, prešiel cez jej predpokladané východné pokračovanie do nadložia a je ukončený na hrebeni kót Hermitka (738m) — Vršík (708 m). Cieľom profilu bolo zistiť východné pokračovanie žily Straková a distribúciu prvkov v jej podloží.

Bt-II

Dĺžka profilu je 1090 m, počet odobratých vzoriek 218. Profil bol založený v nadloží žily Straková, prešiel cez žilu do jej podložia a bol ukončený na kóte Vršík (708,0). Cieľom profilu bolo zistiť koncentráciu sledovaných prvkov v sekundárnej aureole v priestore východu žily a charakter rozptylu prvkov v jej nadloží, resp. po svahu. Ďalej zistiť distribúciu prvkov v jej podloží.

Bt-III

Dĺžka profilu je 1800 m, počet odobratých vzoriek 360. Profil bol založený asi 1 km v. od ložiska Straková. Vychádza z údolia Betliarskeho potoka a končí sa na kóte Hermitka (738 m). Cieľom profilu bolo zistiť možné východné pokračovanie žily Straková a overiť indicie Sb — Cu v priestore profilu.

Bt-IV

Dĺžka profilu je 1225 m, počet odobratých vzoriek 245. Profil bol založený asi 300 m východne od profilu Bt-III. Vychádza z bočného údolia cez hrebeň Pod závoz a končí sa na hrebeni asi 200 m sv. od kóty Hermitka (738,0 m). Cieľom profilu bolo zistiť distribúciu prvkov, resp. sekundárne aureoly rozptylu v priestore kremenno-sulfidických žíl zachytených pri mapovacích prácach.

Bt-V

Dĺžka profilu je 800 m, počet odobratých vzoriek 160. Profil vychádza z bočného údolia Betliarskeho potoka v smere SZ a končí sa na svahu Zadná lúka, asi 500 m od betliarskeho masívu. Cieľom profilu bolo zistiť distribúciu sledovaných prvkov v uvedenom priestore a overiť charakter indicií zachytených pri mapovacích prácach J. Pechom.

Bt-VI

Dĺžka profilu je 1945 m, počet odobratých vzoriek 309. Profil bol založený severne od obce Malá Poloma. Prechádza hrebeňom kót Vršok (545,0 m) a Vršík, kde sa i končí. Cieľom profilu bolo zistiť koncentráciu a distribúciu sledovaných prvkov mimo priestoru žily Straková.

Bt-VII

Bol založený v. od obce Malá Poloma nad štátnou cestou (Rožňava — Dobšiná). Prechádza cez kótu

378,0, 500,0 m a končí sa na svahu Breziny vo výške 595,0 m. Dĺžka profilu je 1980 m, počet odobratých vzoriek 396. Cieľom profilu bolo zistiť západné pokračovanie žily Straková a preveriť prekremenené pásma v priestore profilu.

Bt-VIII

Profil bol založený sv. od Betliara pri severnom okraji Dv. Čapaš a končí sa vo výške 475,0 m. Dĺžka profilu je 1345 m, počet odobratých vzoriek 269. Cieľom profilu bolo zistiť najbližšie západné pokračovanie žily Straková a zistiť distribúciu sledovaných prvkov v nadloží jej pokračovania.

Bt-IX

Profil bol založený sv. od Betliara vo výške 400 m („rozv“), prechádza cez kótu 611,0 m a končí sa na kóte 767,0 m. Dĺžka profilu je 1675 m, počet odobratých vzoriek 335. Účelom profilu bolo zistiť distribúciu sledovaných prvkov j. od žulového masívu.

GR-I

Dĺžka profilu je 1810 m, počet odobratých vzoriek 362. Profil bol založený z. od obce Čučma. Prechádza hrebeňom kót Dubníky 578,0 m, Ladis (614,0 m) a končí sa v tesnom podloží žily Matejka. Cieľom profilu bolo zistiť koncentráciu a distribúciu sledovaných prvkov v nadloží žily Matejka prípadne možnosť výskytu ďalších žíl.

Č-I

Dĺžka profilu 1500 m, počet odobratých vzoriek 300. Profil bol založený z. od Rožňavskej doliny na hrebeni Rozgang — Doboška. Cieľom profilu bolo zistiť koncentráciu a distribúciu sledovaných prvkov v nadloží známeho žilného ťahu.

Metodický postup vyhodnocovania metalometrických vzoriek

Pri geochemicko-prospekčných prácach je veľmi dôležité správne určiť miestny geochemický fón a hodnotu prahu anomálie, pretože od ich správneho určenia je závislá interpretácia získaných výsledkov, to znamená ich praktická grafická aplikácia v mapových podkladoch, ktoré v prípade kladných výsledkov majú slúžiť ďalšiemu výskumu, prípadne prieskumu. Z toho je zrejmé, že v otázke interpretácie sa zameriame na určenie anomálie, v čom je zahrnuté i určenie fónového obsahu prvku a určenie, či prvok podlieha normálnemu alebo lognormálnemu zákonu rozdelenia. Po určení týchto faktorov priraďujeme vzorky buď k fónovej, alebo anomálnej oblasti. Niektorí geochemici pokladajú za anomálnu takú veličinu, ktorá zodpovedá strednej hodnote plus tri štandardné odchýlky, iní zas veličinu, ktorá zodpovedá strednej hodnote plus dve štandardné odchýlky a ďalší pokladajú za ňu takú veličinu, ktorá zodpovedá strednej hodnote plus jedna štandardná odchýlka. V našom prípade vzhľadom na špecifické podmienky (profily vedené cez antiminitové zóny) za anomálnu veličinu pokladáme strednú veličinu plus tri štandardné odchýlky. Výsledky chemických analýz zo vzoriek boli spracované štatisticky niekoľkými spôsobmi a určili sme hodnotu pozadia (C_F) a prah anomálie (C_A) pre skúmané územie. Podľa lokalizácie profilov vidíme, že všetky

spadajú do zóny Sb zrudnenia, teda nepresahujú rámec spomínaných antimonitových pruhov. Z toho dôvodu hodnotu C_F treba považovať za hodnotu pozadia pásma zrudnenia, resp. širšej zóny, v ktorej vystupujú antimonitové žily.

V pôdnom horizonte B skúmanej oblasti pre prvky Sb, Cu, Sn, W sme určili hodnotu pozadia na základe \bar{X} (aritmetický priemer), Me (medián) a S (štandardná odchýlka) a tiež sme určili hodnotu $\pm \lambda'$ spoľahlivosť \bar{X} pri 95 % pravdepodobnosti, λ^2 (vyhľadávací príznak V % (variačný koeficient), GP (geometrický priemer). Určenie C_F , C_{MA} (minimálne anomálna hodnota) a C_A sme určili niekoľkými spôsobmi. Analyticky (pozri tab. 5–8) na základe programu STAT (St). Program vypracovala H. Bolvanská pre stolový programovateľný kalkulátor Wang 220 B. U tohto programu pre výpočet hodnoty pozadia sme použili aritmetický priemer (\bar{X}) plus štandardná odchýlka:

$$C_F = \bar{X}_p + S; C_{MA} = \bar{X}_p + 2S; C_A = \bar{X}_p + 3S.$$

Druhý analytický spôsob sme použili v zmysle A. I. Gavrišina — J. N. Juškova (1967). Tento spôsob je veľmi jednoduchý a dá sa použiť i pre menší počet vzoriek v súboroch (30 vzoriek v súbore a minimálne 4–5 vzoriek v intervale). Pri tomto spôsobe (oproti iným) nie je potrebné poznať charakter rozmiestnenia prvku v skúmanom prostredí. Ďalšou výhodou tohto postupu je, že určuje, či sledovaný prvok je alebo nie je vhodné sledovať pri vyhľadávaní daného typu zrudnenia. Teda bez ohľadu na charakter rozmiestnenia prvku v skúmanom prostredí určuje vhodnosť alebo nevhodnosť jeho sledovania na základe neparametrického kritéria Kolmogorova — Smirnova takto:

$$\lambda^2 = D^2 \cdot \frac{n_1 \cdot n_2}{n_1 + n_2};$$

kde λ^2 je vyhľadávací príznak, D — najväčší rozdiel v intervaloch Σ % prípadov, n_1 a n_2 — množstvo vzoriek vo fónovej a aureolovej oblasti (pozri A. I. Gavrišin — J. N. Juškov 1967).

Ak λ^2 je väčšia ako 1,5, znamená to, že rozdiely medzi porovnávanými súbormi sú značné a tým sledovaný príznak môže byť použitý ako vyhľadávací. Inými slovami ak λ^2 má hodnotu väčšiu ako 1,5, znamená to, že pre daný prvok je pravdepodobnosť väčšia ako 0,95, že je vyhľadávacím príznakom. Pravdepodobnosť, či určitý obsah je anomálny* alebo fónový, môžeme určiť podľa vzorca

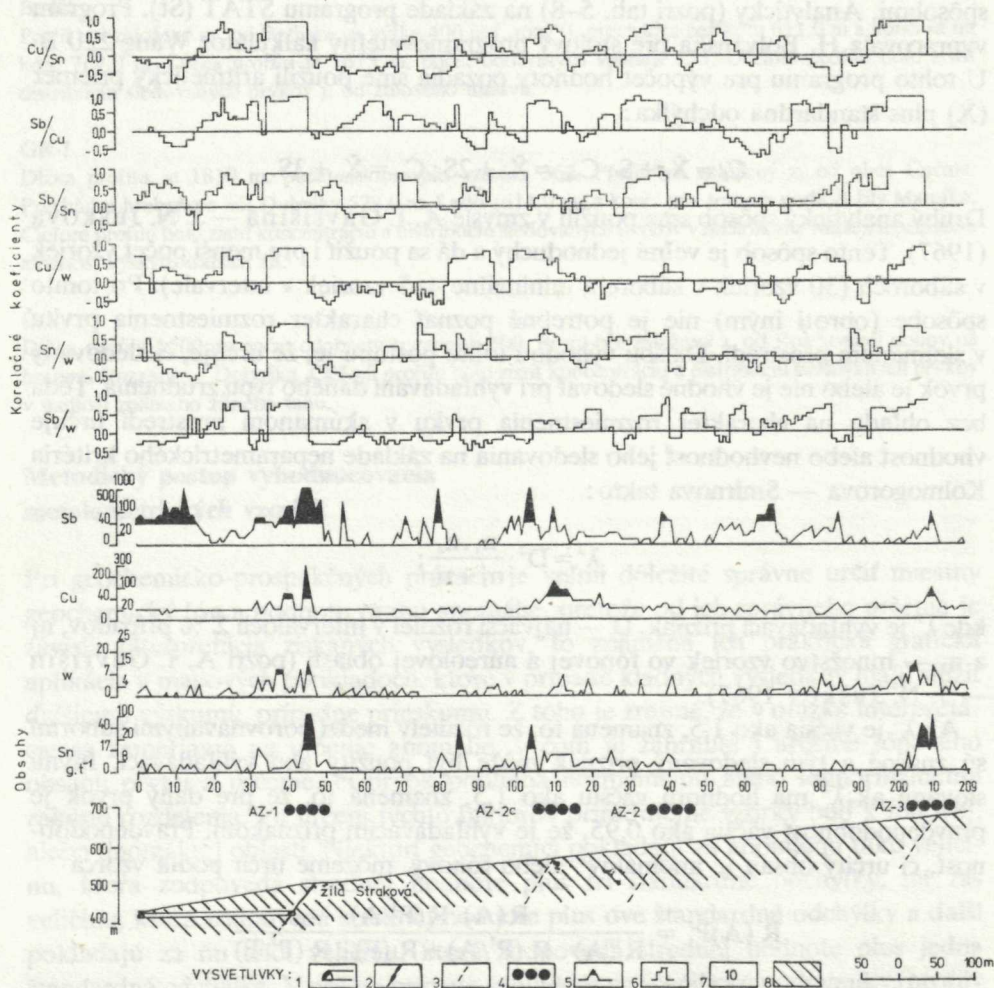
$$R(A)P' = \frac{R(A) \cdot R(P'/A)}{R(A) \cdot R(P'/A) + R(F) \cdot R(P'/F)}$$

$R(A/P')$ — je pravdepodobnosť, že predpokladaný obsah patrí k anomálnemu,

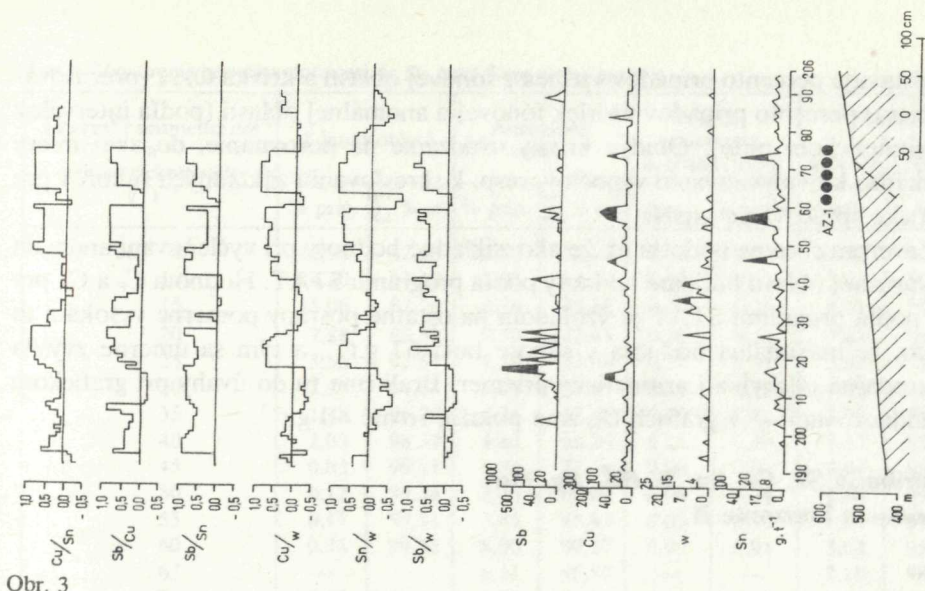
* Obsahy vyššie ako je položená prerušovaná čiara v tab. 1–4 sú považované za anomálne, to znamená obsahy s pravdepodobnosťou väčšou ako 50 % už patria k anomálnym.

(P'/A) — je % prípadov danej koncentrácie v aureole, (P'/F) — je % prípadov danej koncentrácie mimo aureoly (fónová oblasť), $R = 50$. (pozri A. J. Gavrišin — J. H. Juškov 1967).

Keď sme dostali prvú sériu analýz zo skúmanej oblasti, pre každý prvok (Sb, Cu, Sn, W, Bi, Mo, Ag) sme vypočítali λ^2 . Zistili sme, že Bi, Mo a Ag nie sú pre skúmaný typ zrudnenia (Sb) vyhľadávacími príznakmi. Prestali sme ich sledovať a vzorky sme dávali analyzovať iba na prvky, u ktorých λ^2 bolo vyššie ako 1,5 (Sb, Cu, Sn, W).



Obr. 2,3 Profil BT-II. B-horizont a 3: profil BT-VII (časť profilu) B-horizont: 1 — štôlnia Straková; 2 — žila Straková; 3 — predpokladaný výskyt žíl na základe anomálnych zón; 4 — anomálne zóny Sb; 5 — grafické vyjadrenie obsahov prvkov s anomálnymi obsahmi (čierne); 6 — grafické vyjadrenie korelačných koeficientov; 7 — číslo vzorky; 8 — tufoporfýroidy a tufitoporfýroidy.



Obr. 3

Z tabuliek (1–4) podľa aritmetického radu vyplýva, že obsahy Sb nad 15 g.t^{-1} , Cu nad 15 g.t^{-1} , Sn nad 6 g.t^{-1} , W nad 3 g.t^{-1} v tabuľkách 1–4 oddelené prerušovanou čiarou) pre skúmanú oblasť patria v zmysle A. J. Gavrišina — J. M. Juškova (1967) k anomálnym obsahom. Keď však porovnáme uvedené hodnoty (tab. 5–8) s vypočítanými C_F inými metódami (pozri tab. 5–8) vidíme, že ide približne o hodnoty pozadia, t. j. uvedení autori považujú obsahy vyššie ako C_F za anomálne.

Okrem spomínaných analytických metód určovania parametrov existujú i grafické metódy, z ktorých najzaujímavejšie sú metódy na základe pravdepodobnostného papiera. Použili sme dve: v zmysle N. K. Razumovského in A. A. Beus — S. V. Grigorjan (1975) a v zmysle A. A. Beusa — S. V. Grigorjana (1975).

V zmysle N. K. Razumovského sa pre výpočet C_F a C_A používa Me — medián a S — štandardná odchýlka, ktoré sa vypočítajú z pravdepodobnostného papiera ($C_F = Me + S$; $C_{MA} = Me + 2S$; $C_A = Me + 5S$). V zmysle A. A. Beusa — S. V. Grigorjana sa C_{MA} , (ktorú považujú za anomálnu) odčítava priamo z pravdepodobnostného papiera. C_{MA} (pri 95 % pravdepodobnosti) sa odčíta na abscisse — zodpovedá 95 % prípadom na kumulatívnej krivke.

Všetky výpočty parametrov (v zmysle N. K. Razumovského, A. A. Beusa — S. V. Grigorjana a STAT) sme robili zo vzoriek z fónovej oblasti (fónová oblasť bola stanovená v zmysle A. I. Gavrišina — J. N. Juškova) to znamená, že do výpočtov sme nepojali vzorky z anomálnych zón. Pri výpočte v zmysle A. I. Gavrišina — J. N. Juškova je však potrebné brať do úvahy i vzorky z anomálnej oblasti.

Na každom z obrázkov č. 4–8 sú dve frekvenčné krivky. Krivka O_F (plná čiara)

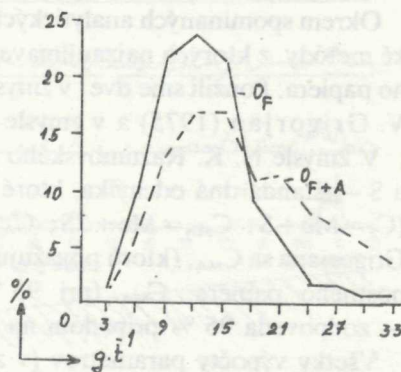
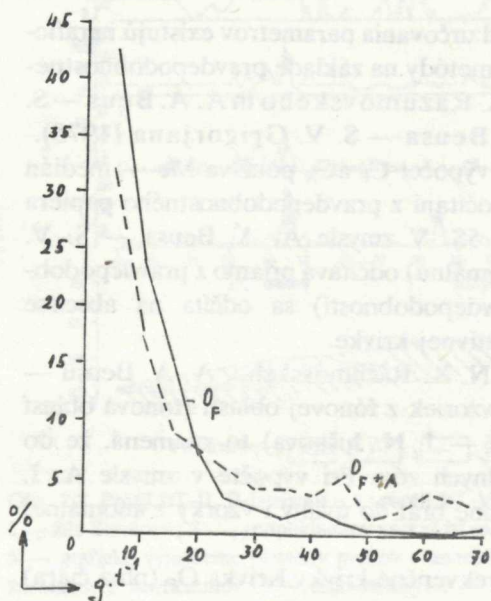
predstavuje percento prípadov vzoriek z fónovej oblasti a krivka O_{F+A} (prerušovaná čiara) percento prípadov vzoriek fónovej a anomálnej oblasti (podľa intervalov v aritmetickom rade). Obidve krivky uvádzame na porovnanie, do akej miery dochádza k ovplyvňovaniu výpočtov, resp. k skresľovaniu základných súborov pre grafické spracovanie analýz.

Záverom chceme podotknúť, že ako základné hodnoty pri vyčleňovaní anomálií v skúmanej oblasti berieme hodnoty podľa programu STAT. Hodnota C_F a C_A pre Cu podľa programu STAT je vzhľadom na ostatné postupy pomerne vysoká a to preto, že maximálna hodnota v súbore bola 67 g.t^{-1} , a tým sa úmerne zvýšila smerodajná odchýlka i aritmetický priemer. Brali sme tu do úvahy pri grafickom vyhodnocovaní — v grafoch C_A sme položili rovné 40 g.t^{-1} .

Distribúcia Sb, Cu, Sn, W (Bi, Ag, Mo) v pôdnom horizonte B

Sb

Zo štatistického spracovania vyplýva, že rozdelenie Sb v pôdnom horizonte B v oblasti Betliara nad rôznymi druhmi hornín je veľmi podobné. Z toho dôvodu výpočet hodnôt robíme ako z jedného súboru. Prevažná časť vzoriek má obsahy do 25 g.t^{-1} s extrémnymi hodnotami 1000 až 6000 g.t^{-1} — ojedinele i vyššími (nad žilou Straková). Priemerný obsah podľa aritmetického i geometrického radu sa pohybuje medzi $9,80$ až $9,71 \text{ g.t}^{-1}$, pričom spoľahlivosť \bar{X} pri 95 % pravdepodobnosti je $0,77$ až $0,76 \text{ g.t}^{-1}$. Charakter distribúcie sa javí ako lognormálny. Na frekvenčnej krivke (O_F) pozorujeme dve maximá.



Obr. 5 Frekvenčné krivky Cu

Obr. 4 Frekvenčné krivky Sb

Tab. 1. Vyjadrenie pravdepodobnosti, že Sb patrí fónu alebo aureole

Interval v aritmetickom a geometrickom rade $g \cdot t^{-1}$	Fónová oblasť		Aureolová oblasť		Pravde- podobnosť, že obsah patrí k		Fónová a aureolová oblasť	
	% prip.	\sum % pr.	% prip.	\sum % pr.	fónu	aureole	% prip.	\sum % pr.
do 5	42,98	42,98	22,07	22,07	0,66	0,34	32,52	32,52
10	24,20	67,18	11,03	33,10	0,69	0,31	17,61	50,13
15	15,06	82,24	2,76	35,86	0,85	0,15	8,91	59,04
20	7,28	89,52	7,59	43,45	0,49	0,51	7,43	66,47
25	3,65	92,57	7,59	51,04	0,29	0,71	5,32	71,79
30	2,37	94,94	6,21	57,95	0,23	0,72	4,29	76,08
35	1,35	96,29	6,21	63,46	0,18	0,82	3,78	79,86
40	2,03	98,32	4,83	68,29	0,30	0,70	3,43	83,29
45	0,85	99,17	8,98	77,26	0,09	0,91	4,91	88,20
50	0,17	99,34	2,76	80,02	0,06	0,94	1,46	89,66
55	0,17	99,51	3,45	85,47	0,05	0,95	1,81	91,47
60	0,34	99,85	6,90	90,37	0,09	0,91	3,62	95,09
65	—	—	6,21	96,58	—	—	3,10	98,19
70	0,17	100,0	3,45	100,0	0,05	0,95	1,81	100,0
do 1	7,12	7,12	5,76	5,76	0,55	0,45	6,44	6,44
2	10,17	17,29	4,32	10,08	0,70	0,30	7,24	13,68
4	17,80	35,09	8,65	18,71	0,67	0,33	12,90	26,50
8	24,75	59,84	12,23	30,94	0,67	0,33	18,79	45,37
16	24,41	84,25	10,07	41,01	0,71	0,29	17,24	62,61
32	11,36	95,61	21,58	62,59	0,34	0,66	16,47	79,08
64	4,41	100,0	37,41	100,0	0,11	0,89	20,91	99,99

Počet nulových hodnôt v grafe O_F nie je zaznačený. Ich vysoké percento však dokazuje, že prvé maximum je v priestore nulových hodnôt. Keďže dmd (dolná hranica dôkazuschopnosti) pri danej metodike je $8 g \cdot t^{-1}$, tieto hodnoty nemôžeme považovať za nulové. Z toho dôvodu u priemerný obsah v pôdnom horizonte B bude o niečo nižší. Predpokladáme, že sa bude pohybovať okolo $2-5 g \cdot t^{-1}$. Podľa A. P. Vinogradova (1957) priemerné obsahy Sb v horninách sa pohybujú okolo $0,1 g \cdot t^{-1}$. Podľa F. N. Warda a H. W. Lakina (in A. P. Vinogradov 1957) sa obsahy v pôdach pohybujú od $2,3 g \cdot t^{-1}$ do $9,5 g \cdot t^{-1}$. Z toho vyplýva, ako uvádza A. P. Vinogradov, zvyšovanie obsahov Sb v pôdach pri zvetraní hornín. Druhé maximum — málo výrazné — je pri hodnote $40 g \cdot t^{-1}$ a na druhej frekvenčnej krivke ($O_{A+F} 45 g \cdot t^{-1}$). Tieto hodnoty s najväčšou pravdepodobnosťou zodpovedajú priemernému obsahu v sekundárnych aureolách rozptylu, ktoré vznikli pri procesoch zvetrávania v okolí rudných výskytov a koncentráciou materiálu v nivách (tieňoch) na svahu a pri úpätí svahu. Dve maximá na frekvenčnej krivke obsahov Sb (O_F) poukazujú na dvojaký pôvod Sb v pôdach. Na Sb pochádzajúce z hornín bez mineralizácie (pri analýzach obsahy pod $8 g \cdot t^{-1}$) a Sb z mineralizovaných zón. Hodnota pozadia podľa daných výpočtov sa pohybuje od $13,3 g \cdot t^{-1}$ do $21,2 g \cdot t^{-1}$ a prah anomálie od $27,9 g \cdot t^{-1}$ do $42,6 g \cdot t^{-1}$.

Tab. 2. Vyjadrenie pravdepodobnosti, že Cu patrí fónu alebo aureole

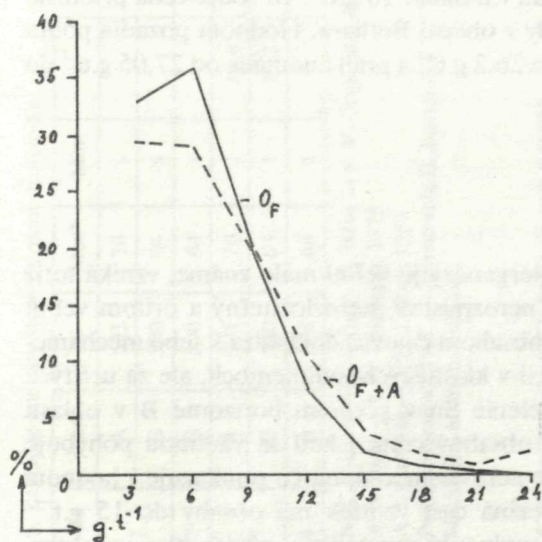
Interval v aritmetickom a geometrickom rade $g \cdot t^{-1}$	Fónová oblasť		Aureolová oblasť		Pravde- podobnosť že obsah patrí k		Fónová a aureolová oblasť	
	% príp.	\sum % pr.	% príp.	\sum % pr.	fónu	aureole	% príp.	\sum % pr.
do 3	1,60	1,60	0,96	0,96	0,62	0,62	1,28	1,28
6	9,68	11,28	1,93	2,89	0,83	0,17	5,80	7,08
9	21,90	33,18	3,54	6,43	0,86	0,14	12,75	19,83
12	24,06	78,24	9,97	16,40	0,71	0,29	17,01	36,93
<u>15</u>	21,62	78,86	11,90	28,30	0,64	0,36	16,80	53,73
18	9,40	88,26	12,22	40,52	0,43	0,57	10,81	64,54
21	5,83	94,09	17,04	57,56	0,25	0,75	11,43	75,97
24	2,26	96,35	13,50	71,06	0,14	0,86	7,88	83,85
27	1,97	98,32	12,86	83,02	0,13	0,87	7,41	91,26
30	0,94	99,26	9,97	93,89	0,09	0,91	5,45	96,71
33	0,75	100,0	6,11	100,0	0,11	0,89	3,43	100,1
do 2	0,93	0,93	0,77	0,77	0,55	0,45	0,85	0,85
4	1,95	2,88	—	—	—	—	0,97	1,82
8	22,14	25,02	2,56	3,33	0,90	0,10	12,35	14,17
<u>16</u>	56,93	81,95	22,25	25,58	0,72	0,28	39,50	53,76
32	16,65	98,60	51,92	77,50	0,24	0,76	34,28	88,04
64	1,40	100,0	22,51	100,0	0,06	0,94	11,95	99,99

Tab. 3. Vyjadrenie pravdepodobnosti, že daný obsah Sn patrí k fónu alebo aureole.

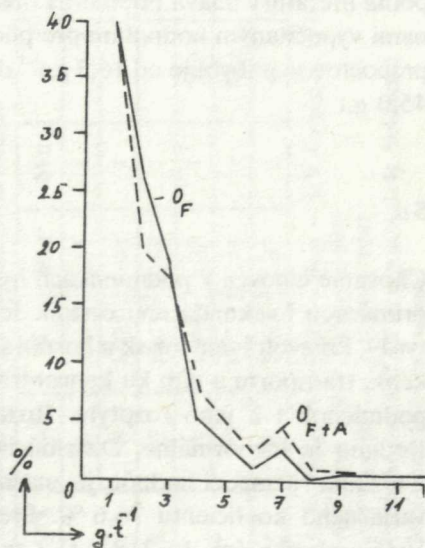
Interval v aritmetickom a geometrickom rade $g \cdot t^{-1}$	Fónová oblasť		Aureolová oblasť		Pravde- podobnosť, že obsah patrí k		Fónová a aureolová oblasť	
	% príp.	\sum % pr.	% príp.	\sum % pr.	fónu	aureole	% príp.	\sum % pr.
do 3	32,81	32,81	26,02	26,02	0,56	0,44	29,41	29,41
<u>6</u>	35,97	68,78	21,94	47,95	0,62	0,38	28,95	58,36
9	20,36	89,14	20,82	68,77	0,49	0,51	20,59	78,95
12	7,31	96,45	14,87	83,65	0,33	0,67	11,09	90,04
15	1,98	98,43	6,32	89,96	0,24	0,76	4,15	94,19
18	0,79	99,22	4,09	94,05	0,16	0,84	2,44	96,63
21	0,59	99,81	2,23	96,28	0,21	0,79	1,41	98,04
24	0,20	100,0	3,72	100,0	0,05	0,95	1,96	100,0
do 1	12,75	12,75	8,00	8,00	0,61	0,39	10,37	10,37
2	10,78	23,53	7,64	15,64	0,59	0,41	9,21	19,58
4	20,98	44,51	20,36	34,00	0,51	0,49	20,67	40,25
<u>8</u>	39,80	84,31	24,36	60,36	0,62	0,38	32,08	72,33
16	13,73	98,04	29,09	89,45	0,32	0,68	21,41	93,14
32	1,96	100,0	10,59	100,0	0,16	0,84	6,27	100,0

Tab. 4. Vyjadrenie pravdepodobnosti, že daný obsah W patrí k fónu alebo aureole.

Interval v aritmetickom a geometrickom rade $g \cdot t^{-1}$	Fónová oblasť		Aureolová oblasť		Pravde- podobnosť, že obsah patrí k		Fónová oblasť a aureolová oblasť	
	% príp.	\sum % pr.	% príp.	\sum % pr.	fónu	aureole	% príp.	\sum % pr.
do 1	40,38	40,38	39,35	39,35	0,51	0,49	39,86	39,86
2	26,65	67,13	12,90	52,25	0,67	0,33	19,77	59,63
3	19,23	86,26	15,48	67,73	0,55	0,45	17,35	76,98
4	5,49	91,75	10,32	78,05	0,35	0,65	7,90	84,88
5	3,57	95,32	6,45	94,50	0,35	0,65	5,01	89,89
6	0,82	96,14	4,52	89,02	0,15	0,85	2,67	92,58
7	2,47	98,61	6,45	95,47	0,28	0,72	4,46	97,04
8	—	—	1,94	97,41	—	—	0,97	98,01
9	0,55	99,16	1,94	99,35	0,22	0,78	1,24	99,25
10	0,27	99,43	0,65	100,0	0,29	0,71	0,46	99,71
11	0,27	99,70	—	—	—	—	0,13	99,84
12	0,27	99,97	—	—	—	—	0,13	99,97
do 1	40,16	40,16	38,61	38,61	0,51	0,48	39,38	39,38
2	26,50	66,66	12,66	51,27	0,68	0,32	19,58	58,96
4	24,59	91,25	25,32	76,59	0,49	0,51	24,95	83,91
8	6,83	98,08	16,99	95,58	0,26	0,74	11,91	95,82
16	1,64	99,72	2,53	98,11	0,38	0,61	2,08	97,90
32	0,27	99,99	1,90	100,0	0,12	0,88	1,08	98,98



Obr. 6 Frekvenčné krivky S_n



Obr. 7 Frekvenčné krivky W

Cu

Pri spracúvaní analýz Cu sme zistili, že obsahy Cu v pôdnom horizonte B nad sedimentárnymi horninami sú o niečo vyššie ako nad vulkanickými. Distribúcia Cu sa nad vulkanickými horninami blíži skôr k lognormálnemu rozdeleniu a nad sedimentárnymi horninami k normálnemu rozdeleniu. Tento charakter rozdelenia pravdepodobne svedčí o nerovnomernej distribúcii v odlišných primárnych horninách, prípadne o väčšej vhodnosti vulkanických hornín pre prenik hydrotermálnych roztokov. Z praktického hľadiska v obsahoch a v distribúcii Cu v pôdach nie sú podstatné rozdiely, preto výpočet hodnôt robíme ako z jedného súboru. Tento spôsob používame tiež preto, že v predmetnej oblasti dochádza k striedaniu hornín a tým i k miešaniu materiálu na svahu. „Čistých pôd“, ktoré by odzrkadľovali jeden typ horniny, je málo. Celková distribúcia medi v pôdnom horizonte B sa veľmi blíži k normálnemu rozdeleniu, o čom svedčia i veľmi podobné hodnoty \bar{X} Mo, Me a pomerne nízka hodnota S (smerodajná odchýlka). Prevažná časť vzoriek má obsahy do 23 g.t^{-1} a ojedinele až 400 g.t^{-1} . Cu nedosahuje také vysoké hodnoty v sekundárnych aureolách ako Sb, pretože koncentrácia Cu-minerálov na hydrotermálnych Sb žilách je pomerne malá a pri procesoch hypergenézy je Cu charakteristická veľkým rozptylom. Vyššie a extrémne hodnoty Cu pozorujeme len v súvislosti s vyššími obsahmi Sb. Ojedinele tvorí Cu vyššie koncentrácie i mimo Sb zrudnenia. Podľa výšky obsahov ide zrejme o slabé kremeno-sulfidické (Cu) zrudnenie, prípadne o zmenu Sb mineralizácie v prospech Cu. Základné priemerné obsahy Cu v pôdach sú závislé od typu horniny i prostredia. Pre podzolové pôdy sa podľa literatúry udáva priemerný obsah Cu okolo 10 g.t^{-1} , čo zodpovedá približne nami vypočítaným hodnotám pre pôdy z oblasti Betliara. Hodnota pozadia podľa prepočtov sa pohybuje od $16,3 \text{ g.t}^{-1}$ do $26,2 \text{ g.t}^{-1}$ a prah anomálie od $27,05 \text{ g.t}^{-1}$ do $45,0 \text{ g.t}^{-1}$.

Sn

Chovanie cínovca v podmienkach hypergenézy je veľmi málo známe, vzniká totiž primárnou i sekundárnou cestou. Je nerozpustný, nerozložiteľný a pritom veľmi tvrdý. Pri zvetrávaní ložísk a hornín s obsahom cínovca dochádza k jeho mechanickému transportu a tým ku koncentrácii v klastických sedimentoch, ale za určitých podmienok i k jeho rozptylu. Rozdelenie Sn v pôdnom horizonte B v oblasti Betliara je lognormálne. Distribúcia obsahov cínu, i keď sa väčšinou pohybuje v nízkom rozmedzí hodnôt, je značne nerovnomerná, na čo poukazuje i hodnota variačného koeficientu 76,6 %. Prevažná časť vzoriek má obsahy do 15 g.t^{-1} . Vyššie obsahy (až do 218 g.t^{-1}) sa vyskytujú spravidla v súvislosti s vysokými obsahmi iných prvkov, hlavne však s Sb v anomálnych zónach na profiloch, ktoré

Tab. 5. Základné hodnoty Sb podľa rôznych metodík

Podľa	Rad	N	Max*	Min	λ^2	\bar{X}	$\pm \lambda$	Gp	Me	S	V %	C _F	C _{MA}	C _A
1	A	591	70	1		9,8	0,77		6	8,4	85,7	14,4	22,8	31,2
	G	590	64	1		9,7	0,76		6	7,3	75,2	13,3	20,6	27,9
2	G	590	64	1		9,7	0,82		6	10,0	103,0			28,0
3	A	591	70	1	24,4	9,8								15
	G	590	64	1	20,2	9,7								16
4	A	598	68	1		10,5		6,6		10,7	101,9	21,2	31,9	42,6

1 — N. K. Razumovski — (in A. A. Beus — S. V. Grigorjan, 1975)

2 — A. A. Beus — S. V. Grigorjan, 1975

3 — A. I. Gavrišin — J. N. Juškov, 1967

4 — Podľa programu STAT — vypracovala H. Bolvanská

* — Maximálna hodnota v súbore

Tab. 6. Základné hodnoty Cu podľa rôznych metodík

Podľa	Rad	N	Max*	Min	λ^2	\bar{X}	$\pm \lambda$	Gp	Me	S	V %	C _F	C _{MA}	C _A
1	A	1 064	33	1		12,3	0,32		11,0	5,3	43,0	16,3	21,7	27,0
	G	1 075	64	1		12,3	0,36		11,0	5,9	47,9	16,9	22,8	28,7
2	G	1 075	64	1		12,3	0,36		11,0	6,0	48,7			24,0
3	A	1 064	33	1	50,5									15
	G	1 075	64	1	51,6									16
4	A	2 008	67	1		16,8		14,65		9,4	55,7	26,2	35,6	45,0

1 — N. K. Razumovski (in A. A. Beus — S. V. Grigorjan, 1975)

2 — A. A. Beus — S. V. Grigorjan, 1975

3 — A. I. Gavrišin — J. N. Juškov, 1967

4 — Podľa programu STAT — vypracovala H. Bolvanská

* — Maximálna hodnota v súbore

prechádzajú cez známe žily (Straková, Matejka) alebo v ich pokračovaní. Mimo antimonitových žíl vyššie koncentrácie Sn sme zistili v priestore niektorých kremenných žíl. Predpokladáme, že cín je viazaný hlavne na cínovec. Menšia časť cínu môže pochádzať i zo sírnikov (galenit, sfalerit, chalkopyrit), hlavne ak vznikli za vyšších teplôt, z ktorých sa v procese hypergenézy uvoľňuje a dáva do pohybu, a to hlavne ako ión Sn^{4+} .

V oblasti Betliara pri rozrušovaní východov — kremenno-antimonitových žíl (na ktorých predpokladáme výskyt cínovca) hlavná časť cínovca zostáva koncentrovaná v priestore východu. Menšia časť je mechanicky transportovaná a rozptýlená po svahu. Preto cín tvorí len veľmi úzke a spravidla kontrastné anomálie v sekundárnych aureolách rozptylu nad žilami. Hodnota pozadia podľa výpočtov sa pohybuje od $7,2 \text{ g.t}^{-1}$ do $10,3 \text{ g.t}^{-1}$ a hodnota prahu anomálie od $13,6 \text{ g.t}^{-1}$ do $19,3 \text{ g.t}^{-1}$. O základných priemerných obsahoch cínu v pôdach je pomerne málo údajov. Podľa literatúry (in A. P. Vinogradov 1957) sa obsahy Sn pohybujú od 5 do 40 g.t^{-1} , pričom najbohatší na cín je humusový horizont. Pôdy v oblasti výskytov cínovcových ložísk môžu mať až 100-násobne vyšší obsah cínu. Priemerný obsah cínu (počítaný z fónovej oblasti) v pôdach v oblasti Betliara je $4,4$ až $5,8 \text{ g.t}^{-1}$. Vzhľadom na to, že dolná medza dôkazuschopnosti (dmd) pri danej metodike je 7 g.t^{-1} (nižšie hodnoty sú len orientačné), priemerné hodnoty pre pôdy z oblasti Betliara musíme považovať iba za informatívne.

W

Z numerického i grafického spracovania analýz vyplýva, že distribúcia volfrámu v pôdnom horizonte B nad rôznymi druhmi hornín je podobná. Obsah volfrámu nad vulkanickými horninami je o niečo vyšší ako nad sedimentárnymi horninami. Tento rozdiel je z praktického hľadiska zanedbateľný, preto výpočet parametrov sme robili ako z jedného súboru. Geochémia volfrámu v pôdnom horizonte je zatiaľ slabo preštudovaná. Podľa F. N. Werda (in A. P. Vinogradov 1957) obsahy volfrámu v pôde sa pohybujú od $1 \cdot 10^{-4}$ do $8 \cdot 10^{-2} \%$. Obsah $8 \cdot 10^{-2} \%$ je pomerne vysoký a zrejme je ovplyvnený lokálnou koncentráciou volfrámových minerálov. Priemerné obsahy volfrámu v horninách (A. Polanský — K. Smulikowski 1969) sa pohybujú (od ultrabázických ku kyslým) od $0,77 \text{ g.t}^{-1}$ do $2,4 \text{ g.t}^{-1}$. V sedimentárných horninách od 1 g.t^{-1} do $2,4 \text{ g.t}^{-1}$. Hlavná časť volfrámu sa v horninách viaže na živce, lebo jeho obsah v živcoch je toho istého rádu ako v celej hornine. Vyššie obsahy sú v dôsledku výskytu vlastných minerálov volfrámu. Pravdepodobne z toho dôvodu sme v oblasti Betliara v pôdnom horizonte B zaznamenali nad vulkanickými horninami o niečo vyššie obsahy volfrámu. Prevažná časť vzoriek má obsahy do 5 g.t^{-1} . Najvyšší obsah bol zistený 29 g.t^{-1} . Vyššie obsahy (okolo 20 g.t^{-1}) sa vyskytujú len v súvislosti s vyšším obsahom iných študovaných prvkov, najmä však s Sb v anomálnych zónach. V podmienkach zvetrávania sa W chová ako

Tab. 7. Základné hodnoty Sn podľa rôznych metódik

Podfa	Rad	N	Max*	Min	λ^2	\bar{X}	$\pm \lambda$	Gp	Me	S	V %	C_F	C_{MA}	C_A
1	A	506	24	1		0,5	0,27		4,0	3,2	64,0	7,2	10,4	13,6
	G	510	32	1		4,4	0,31		4,4	3,6	81,8	7,9	11,5	15,1
2	G	510	32	1		4,4	0,32		4,4	3,6	81,8			12,0
3	A	506	24	1	7,0									6,0
	G	510	32	1	8,9									8,0
4	A	495	23	1		5,8		4,2		4,5	76,6	10,3	14,8	19,3

1 — N. K. Razumovski (in A. A. Beus — S. V. Grigorjan, 1975)

2 — A. A. Beus — S. V. Grigorjan, 1975

3 — A. I. Gavrišin — J. N. Juškov, 1967

4 — Podfa programu STAT — vypracovala H. Bolvanská

* — Maximálna hodnota v súbore

Tab. 8. Základné hodnoty W podľa rôznych metódik

Podfa	Rad	N	Max*	Min	λ^2	\bar{X}	$\pm \lambda$	Gp	Me	S	V %	C_F	C_{MA}	C_A
1	A	364	12	1		2,27	0,15		1,4	1,4	61,6	2,8	4,2	5,6
	G	366	32	1		2,39	0,16		1,4	1,4	62,7	2,9	4,4	5,9
2	G	366	32	1		2,39			1,4	1,4	58,5		5,2	
3	A	364	12	1	3,26							3		
	G	366	32	1	2,2							2		
4	A	896	12	1		2,6		2,1		1,8	69,54	4,4	6,2	8,0

1 — N. K. Razumovski (in A. A. Beus — S. V. Grigorjan, 1975)

2 — A. A. Beus — S. V. Grigorjan, 1975

3 — A. I. Gavrišin — J. N. Juškov, 1967

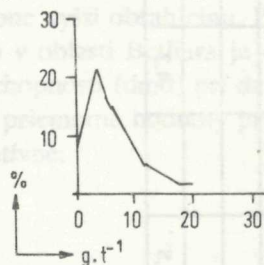
4 — Podfa programu STAT — vypracovala H. Bolvanská

* — Maximálna hodnota v súbore

Sn. Tvorí úzke anomálie, ktoré v sekundárnych aureolách rozptylu „blízko“ primárnych výskytov veľmi pekne kontrolujú obsahy iných prvkov. Charakter distribúcie W v pôdnom horizonte B sa javí ako lognormálny. Na frekvenčnej krivke (O_F) pozorujeme dve maximá. Pre prvé a druhé maximum platí to, čo sme si povedali u Sb, len s tým rozdielom že dmd volfrámu je 2 g.t^{-1} . Z toho dôvodu i priemerný obsah ($2,6 \text{ g.t}^{-1}$) bude o niečo nižší, v podstate však približne rovnaký ako v horninách (pozri vyššie). To znamená, že v pôdnom horizonte nedochádza k obohateniu o volfrám, obsahy v pôdach odrážajú približne obsahy v horninách. Dve maximá na frekvenčnej krivke obsahov (O_F) poukazujú na dvojaký pôvod volfrámu v pôdach: Na volfrám pochádzajúci z hornín bez mineralizácie (obsahy pod 2 g.t^{-1}) a na volfrám pochádzajúci z mineralizovaných zón. Hodnota pozadia podľa daných výpočtov sa pohybuje od 2 g.t^{-1} do $4,4 \text{ g.t}^{-1}$ a prah anomálie od $5,27 \text{ g.t}^{-1}$ do $8,0 \text{ g.t}^{-1}$.

Okrem Sb, Cu, Sn a W sme v prvej sérii vzoriek sledovali ešte Ag, Mo a Bi. Vzhľadom na to, že percento prípadov výskytov a obsahy Ag a Mo boli minimálne

g.t	Poč.vz.	%	Σ %
1	81	9,22	9,22
2	120	13,66	22,88
4	177	22,43	45,31
6	137	15,60	60,91
8	106	12,07	72,98
10	78	8,88	81,86
12	50	5,69	87,55
14	42	4,78	92,33
16	32	3,64	95,97
18	19	2,16	98,13
20	16	1,82	99,95



$$\bar{X} = 6,8 \quad C_F = 9 \quad C_F = \text{Me} + S$$

$$\text{Mo} = 4,0 \quad C_{MA} = 13,4$$

$$\text{Me} = 4,6 \quad C_A = 17,8$$

$$S = 4,4$$

Poč. vz. 878

Obr. 8 Frekvenčná krivka Bi (výpočet v zmysle N. K. Razumovského)

O_F krivka % prípadov vzoriek z fónovej oblasti

O_{F+A} krivka % prípadov vzoriek z fónovej a anomálnej oblasti podľa intervalov v aritmetickom rade.

Vid' obr. 4 až 8.

— väčšinou predstavujú nulové hodnoty — prestali sme ich analyticky sledovať. Percento prípadov výskytu Bi je väčšie, avšak hlavne v tých miestach, kde Sb žily menia svoj charakter a prechádzajú v Cu zrudnenie, pravdepodobne s obsahom Cu-Sb-Bi sulfosolí. Po štatistickom zhodnotení sme zistili, že λ^2 pre Bi je menšia ako 1,5, teda Bi sa nejaví ako vyhľadávací príznak (indikátor) pre Sb zrudnenie. Bi je však potrebné sledovať hlavne z toho dôvodu, že jeho vyššie percento prípadov výskytu a vyššie obsahy indikujú zmenu mineralizácie, resp. vyznievanie Sb žíl. Z toho vyplýva, že Bi sa bude javiť ako vyhľadávací príznak Cu sulfidického zrudnenia alebo „prechodného“ zrudnenia medzi Sb a Cu. Pre tento typ bude nutné v budúcnosti vyčleniť inú zostavu vyhľadávacích príznakov ako pre Sb, alebo priradiť ku zisteným nové, ktoré by výraznejšie charakterizovali zmenu mineralizá-

cie. Podrobnejšie sme tento typ zrudnenia z tohoto hľadiska nesledovali, lebo nepoznáme jeho mineralogický charakter. Na porovnanie sme však výsledky analýz na Bi štatisticky spracovali v zmysle postupu N. K. Razumovského a graficky vyhodnotili ($\bar{X} = 6,8$; $Mo = 4$; $Me = 4,6$; $C_F = 9$; $C_{MA} = 13,4$; $C_A = 17,8$).

Praktická aplikácia výsledkov

Štúdium distribúcie prvkov v pôdnom horizonte pôd pri geochemickej prospekcii plní funkciu zisťovania ich rozdelenia. A to hlavne takého rozdelenia, ktoré sa vymyká z rámca normality, teda anomálne koncentrácie. Poznanie anomálií si vyžaduje poznať povahu prvku v podmienkach hypergenézy, a to v čase i v priestore. Pri geochemickej prospekcii u vytypovaných prvkov (vzhľadom na typ zrudnenia), ktoré pochádzajú hlavne z primárneho odkryvu ložiska, treba zisťovať i ich pôvodné miesto. V konečnom dôsledku to znamená hľadať miesto ich „zrodu“, t. j. odlíšiť falošné anomálie od pravých anomálií, ktoré pomáhajú identifikovať blízkosť primárneho výskytu. Je to otázka zložitá, u ktorej je nutné uplatňovať predpoklady na základe teoretických a praktických poznatkov. Na profiloch (pozri obr. 2 a 3) je množstvo anomálií, nie každá je však odrazom blízkosti primárneho výskytu, preto v našej praktickej aplikácii na základe štúdia geologických aspektov, na základe distribúcie jednotlivých prvkov a spoločne štatistického spracovania údajov a korelačných vzťahov vyčleňujeme také anomálie, resp. anomálne zóny, ktoré by mali predstavovať blízkosť primárnych výskytov (pozri obr. 1).^{*} I keď sme vyčlenili anomálne zóny nemožno na základe výšky obsahu (alebo percenta prípadov obsahov) prvku v sekundárnej aureole rozptylu, priamo určovať charakter alebo kvalitu žily. Anomálne zóny predstavujú nádejné územie, ktoré treba detailnejšie rozpracovať, t. j. lokalizovať primárnu aureolu rozptylu. Všetky anomálne zóny sú vyčlenené vzhľadom na Sb, prípadne Cu.

V študovanom teréne sme vyčlenili viac anomálnych zón (AZ). Niektoré z nich kopírujú známe žily (AZ-5; AZ-7; a časť AZ-1), ktoré boli sledované v minulosti bankskými prácami. Cez tieto žily boli profily vedené zámerné, aby sme jednak lokalizovali ich „výskyt“ v pôdnom horizonte a jednak zistili výšku obsahov prvkov v sekundárnej aureole, jej rozsah a charakter korelácií na známom výskyte. Týmto spôsobom sa nám podarilo zistiť najväčšie akumulácie sledovaných prvkov, ich rozptyl a čo je najhlavnejšie, ich priame korelácie, ktoré sú nad žilou alebo v jej tesnej blízkosti veľmi vysoké a pohybujú sa až do hodnoty 0,9. Tento poznatok o koreláciách sme aplikovali na všetkých profiloch pri zostavovaní anomálnych

^{*} Každá hodnota korelačného koeficientu predstavuje hodnotu zo súboru 10 vzoriek, t. j. korelačné koeficienty sme počítali tak, že sme pre výpočet brali vzorky do súboru postupne systémom 1 až 10, 2 až 11, 3 až 12 atď.

zón. Sledovali sme jednotlivé obsahy prvkov vzhľadom na vypočítaný prah anomálie, ich koncentráciu v sekundárnych aureolách a vzťahy korelácií k anomáliám. Tak sme vyčlenili niekoľko anomálnych zón (okrem známych žíl), v ktorých predpokladáme, že sú odrazom blízkosti primárneho výskytu. Konkrétne si rozoberme profil BT-II (obr. 2), vedený z nadložia žily do jej podložia. Na východe žily Straková sú obsahy veľmi vysoké (Sb až $10\,000\text{ g.t}^{-1}$; Sn – 218 g.t^{-1} ; W – 15 g.t^{-1} ; a Cu – 311 g.t^{-1}), a jednotlivé prvky v sekundárnej aureole rozptylu spolu výrazne korelujú. Ďalej po svahu od známeho výskytu sa korelačné vzťahy znižujú, až priame korelácie prechádzajú v nepriame, i keď niektoré prvky lokálne dosahujú vysoké obsahy (Sb až 1000 g.t^{-1}). Je jasné, že ide o priestor pod žilou (č. vz. 0 až 40), ktorý bol i podfáraný štôľňou, nebolo však v nej zistené žiadne Sb zrudnenie okrem žily Straková na konci štôľne. To všetko dokumentuje, že v nadloží žily Straková vysoké obsahy Sb (č. vz. 0 až 20) predstavujú falošnú anomáliu. V podloží žily Straková (č. vz. 100–140) sa tento „obraz“ znova opakuje: vysoká priama korelácia v priestore vzorky č. 140 (AZ-2), potom postupné znižovanie obsahov i korelácií až do priestoru vzorky 110 (AZ-2a), kde sú opäť zvýšené obsahy (Sb až 6288 g.t^{-1}) a zvýšené korelačné koeficienty. Vzdialenosť medzi AZ-2 a AZ-2a je asi 150 m. Predpokladáme, že AZ-2 odzrkadľuje blízkosť východu Sb žily. U AZ-2a sme na pochybách, či nejde o presutený materiál z AZ-2. Priamo pod hrebeňom na svahu (v priestore vzorky č. 210) vzhľadom na uvádzané pozorovania a poznatky sme vyčlenili AZ-3. Anomálne obsahy prvkov medzi AZ-2 a AZ-3 predstavujú teda už falošné anomálie.

Podľa skúseností z profilu BT-II sme eliminovali falošné anomálie na všetkých profiloch (pozri tiež časť profilu BT-VII). Výška obsahov nie je však vždy úmerná koreláciám, t. j. i nízke obsahy prvkov môžu mať vysoké korelačné koeficienty (priama korelácia). To znamená, že vysoká priama korelácia je všade tam, kde materiál z rozrušeného východu je ešte spolu (i keď väčšia časť bola odtransportovaná) a nedošlo ani k jeho väčšiemu oddeleniu vplyvom hypergénneho procesu. Ďalej po svahu, ako to vidíme na profile Bt-II, dochádza k rozrušovaniu materiálu — obsahy a korelácie sú nepravidelne „roztrúsené“. Uvedené poznatky však nemožno zjednodušovať, lebo za určitých podmienok (nerovnosť terénu a pod.) môže prísť ku koncentrácii žilného materiálu (teda i zvýšeniu obsahov i priamej korelácie), ktorý neodráža blízkosť žily — ide o falošnú anomáliu. Z toho dôvodu, i keď korelačné vzťahy sú veľkou pomôckou, musíme každú anomáliu riešiť osobitne a brať do úvahy všetky aspekty patriace štúdiu distribúcie prvkov v pôdnom horizonte.

AZ-1 predstavuje súčasť žily Straková, ktorú sme zachytili na profile BT-II. Smerom na SV anomálna zóna pokračuje, na čo usudzujeme hlavne z obsahov prvkov a z korelačných koeficientov. V ďalšom pokračovaní k SV obsah Sb a percento prípadov jeho výskytu značne klesá. Celkove sa zvyšuje obsah Cu, ale i Bi, čo prezrádza, že antimonitové zrudnenie sa smerom k SV mení v Cu

zrudnenie. Na konci AZ-1 je však ešte zaznamenaný (banské práce) slabý antimonitový výskyt. Smerom na západ od žily Straková, AZ-1 pokračuje cez profily Bt-VIII, BT-VII a BT-VI v dĺžke asi 1200 m. Obsahy Sb sa na týchto profiloch pohybujú od 27 g.t^{-1} do 1417 g.t^{-1} . Cu málo nad 60 g.t^{-1} , Sn do výšky prahu anomálie a W dosahuje až dvojnásobok prahu anomálie.

Asi 400 m v podloží žily Straková sme zistili AZ-2, ktorá však ako antimonitová sa javí len v profiloch BT-II a I. V ostatných profiloch vzhľadom na nízke obsahy Sn, W, vysoké Bi, Cu a v profile BT-IV (zvýšené i Sb) predpokladáme, že nejde o typické antimonitové zrudnenie, ale o sulfidické Cu so sulfosofami Sb a Bi. AZ-2 v profile BT-VI sa prejavila iba anomálnym obsahom Cu a Sn. Pravdepodobne ide o vyznievanie Sb zrudnenia. V súvislosti s anomálnou zónou 2a sme na pochybách, či nejde o presutený materiál z anomálnej zóny 2. Podľa obsahov jednotlivých prvkov korelácie a konfigurácie terénu môže ísť i o samostatnú zónu.

Ďalšiu významnú anomáliu predstavuje AZ-3 pod hrebeňom k. Vršík — k. Hermitka v dĺžke asi 1,5 km, z čoho západná časť reprezentuje antimonitové zrudnenie a východná časť pravdepodobne zrudnenie sulfidické Cu so sulfosofami Sb-Bi. U tejto zóny je najmenší predpoklad, že obsahy prvkov pochádzajú z pretransportovaného materiálu. Anomálne obsahy jednotlivých prvkov, najmä Sb a Cu nedosahujú také hodnoty (max. 102 g.t^{-1}) ako v priestore žily Straková, ale zjavne poukazujú na širší rozsah Sb zrudnenia, t. j. na výskyt paralelných žíl, ktorých charakter by sa mal preveriť.

Anomálna zóna 4 vystupuje na úpätí svahu. Už samotná jej lokalizácia nedáva veľkú nádejnosť (anomálne obsahy — Sb max. 60 g.t^{-1} , Cu max. 40 g.t^{-1}) na blízkosť primárneho východu. V tomto priestore sa predpokladá väčšia hrúbka pokryvného útvaru. Z uvedených dôvodov AZ-4 treba brať s rezervou.

AZ-5 predstavuje žilu Matejka, preto sa o nej nebudeme podrobnejšie zmieňovať. AZ-6 (zač. profilu GR-1) predstavuje najjužnejšiu antimonitovú anomáliu, ktorú reprezentujú iba dva anomálne obsahy Sb a Cu. Podľa konfigurácie terénu nepredpokladáme, že ide o presutený materiál zo žily Matejka — vzdialenosť asi 2 km.

Podľa percenta prípadov obsahov v priestore AZ-6 vidíme, že pravdepodobne ide o mineralizovanú zónu, ktorej anomálne obsahy indikujú blízkosť primárneho výskytu. Treba však brať do úvahy i takú alternatívu, že hrebeňom mohla viesť cesta, po ktorej v minulosti vozili Sb rudu z povrchových dobývok žily Matejka.

AZ-7 predstavuje žilu Jozef, preto sa o nej nebudeme zmieňovať, iba toľko, že Sb zrudnenie žily Jozef v priestore profilu sa pravdepodobne mení v Cu zrudnenie.

AZ-8 pravdepodobne indikuje blízkosť Sb zrudnenia, lebo vystupuje na kóte. Obsahy po svahu (k juhu) a do sedla (k severu) predstavujú falošnú anomáliu. Rozsah zrudnenia asi nebude veľký, lebo sutina na kóte má malú hrúbku a percento prípadov obsahov prvkov (okrem Sn) je nízke. Blízkosť primárneho odkryvu dokumentuje i vysoká priama korelácia prvkov.

Anomálne zóny 9 a 10 na základe obsahov prvkov, percenta prípadov obsahov, korelácií pravdepodobne zodpovedajú slabej Cu mineralizácii. Nie je vylúčené, že ide o náhodné akumulácie rudného materiálu na svahu v malých depresiách. Pravdepodobne taký pôvod majú i Cu anomálne zóny južne od AZ-1.

V profile BT-IX sme vyčlenili dve anomálne zóny (AZ-11 a AZ-12). Tieto anomálne zóny vzhľadom na konfiguráciu terénu a polohu profilu, obsahy Cu (i Bi), minimálny obsah Sb v niektorých vzorkách sú odrazom Cu zrudnenia primárnej zóny.

Nakoniec je nutné spomenúť ešte jeden dôležitý poznatok. Žily, ktoré sú vynesené v mape ako kremenné, resp. sa pri mapovacích prácach javili ako kremenné (zmapované J. Pechom 1976), nie sú pravdepodobne na základe výsledkov analýz z pôdneho horizontu B všetky v hlbších častiach sterilné na zrudnenie. Dokumentuje to mapa so zakreslenými anomálnymi zónami a priebeh vymapovaných kremenných žíl. Pri mapovacích prácach treba preto detailne zaznamenávať i na pohľad bezvýznamné kremenné žily. Môžu byť dobrým orientačným ukazovateľom lokalizácie metalometrických profilov a odrazom ďalších výskytov Sb v tejto oblasti. Rozloženie anomálnych zón ďalej poukazuje na to, že distribúcia hlavne Sb má širší rozptyl vo forme žíl alebo mineralizovaných zón, ako sa doteraz v tejto oblasti predpokladalo. Z uvedeného vyplýva nutnosť detailizovať tento poznatok o vzťah sekundárnej aureoly rozptylu k primárnej aureole rozptylu.

Anomálne zóny, ktoré sme vyčlenili na základe súhrnu súčasných poznatkov, spĺňajú za danej situácie požiadavky našej úlohy.

Záver

Náplň a cieľ metalometrického výskumu sme uviedli v úvode. Treba však zdôrazniť, že výskum bol vykonaný na území, kde na niektorých lokalitách bola v minulosti čulá banícka činnosť, t. j. v pásmach so známym antimonitovým zrudnením. Tejto skutočnosti sme podriadili matematicko-štatistické spracovanie vzoriek, štúdium distribúcie a interpretáciu výsledkov, na základe čoho sme vymedzili anomálne zóny. Naše výsledky možno zhrnúť do niekoľkých bodov:

1. Pri štúdiu metód štatistického spracovania vzoriek sme sa stretli s rôznymi postupmi, ako získať hodnoty základných parametrov pre správnu interpretáciu výsledkov. Kvôli porovnávaniu sme podľa nich spracovali naše vzorky. V tabuľkách (tab. 5–8) vidno, že hodnoty C_F , C_{MA} , C_A sú si veľmi blízke (až na postup v zmysle N. K. Razumovského). Treba však vedieť, ktorú hodnotu (parameter) považujú jednotliví autori za prah anomálie. Týmito prepočtami sme podali obraz o význame hodnôt podľa jednotlivých postupov a dali základ pre správne porovnávanie výsledkov. A keďže niektorí autori pri štatistickom spracovaní používajú aritmetický (A) rad a niektorí geometrický (G) rad, kvôli porovnaniu sme spracovali vzorky podľa možnosti v oboch radoch.

2. Určenie hodnoty pozadia a prahu anomálie sledovaných prvkov pre danú oblasť v pôdnom horizonte B.

3. Zistenie charakteru distribúcie sledovaných prvkov v pôdnom horizonte B.

4. Určenie prvkov (Sb, Sn, Cu, W) ako vyhľadávacích príznakov (indikátorov) pre Sb zrudnenie z danej oblasti.

5. Návrh a použitie korelačných koeficientov ako jedného z kritérií vo vzťahu k obsahom, resp. kumulácii prvkov na odlišovanie falošných anomálií od pravých bez ohľadu na to, či prvky podliehajú normálnemu alebo lognormálnemu zákonu distribúcie.

6. Určenie anomálnych zón (okrem známych žíl) ako nádejných území pre výskyt Sb (prípadne Cu) zrudnenia.

7. Rozloženie anomálnych obsahov sledovaných prvkov poukazuje na to, že distribúcia hlavne antimónu má širší rozptyl vo forme žíl alebo mineralizovaných zón, ako sa doteraz v tejto oblasti predpokladalo.

8. Anomálne obsahy sledovaných prvkov z priestoru niektorých kremenných žíl poukazujú na výskyt zrudnenia v ich hlbších častiach.

9. Na základe rozloženia anomálnych zón sme zistili, že distribúciu antimónu treba overovať nielen v smere pokračovania známych antimonitových žíl, ale aj v ich vzdialenejších nadložných a podložných častiach.

Záverom ďakujem H. Bolvanskej a M. Gargulákovi za pomoc pri štatistickom spracovávaní analýz.

Do tlače odporučili: J. Forgáč a J. Lexa.

Literatúra

- BEUS, A. A. — GRIGORJAN, S. V. 1975: Geochemičeskije metody poiskov i razvedki mestoroždenij tverдых poleznych iskopaemych. Izd. Nedra, Moskva.
- FURIEL, T. 1956: Závěrečná správa a výpočet zásob z ložiska Betliar — Straková-Sb. Archív GP, Spišská Nové Ves.
- GAVRIŠIN, A. I. — JUŠKOV, J. N. 1967: O matematičeskoj interpretacii rezul'tatov geochimičeskich poiskov. AN SSSR, Geológia i geofyzika, 6, Moskva.
- GINZBURG, I. I. 1957: Opyt razrabotky teoretičeských osnov geochimičeskich metodov poiskov. Gosgeoltechizdat, Moskva.
- KUBÍNÝ, D. 1969: Geologická pozícia a výskum Sb-ložísk na Slovensku, Geol. prieskum, Praha.
- KULICH, P. 1972: Vysvetlivky ku geologickej a ložiskovej mape list Betliar M 1 : 25.000. Rukopis — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PECHO, J. 1976: Geologický výskum Sb-rúd z územia Betliar-Straková. Rukopis — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- POLANSKÝ, A. — SMULIKOWSKI, K. 1971: Geochémia jednotlivých chemických elementov. PFUK, Bratislava — (preklad z poľského originálu).
- VINOGRADOV, A. P. 1957: Geochimija redkich i rassejannyh chimičeskich elementov v počvach. Izd. AN SSSR, Moskva.
- VÁCLAV, J. 1976: Výsledky orientačnej metalometrie na Sb-Cu Betliar-Straková. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Результаты геохимической разведки в области Бетлиар-Чучма

Резюме

Задачей геохимической разведки было установить простирание сурьмяной жилы Стракова (Спишско-Гемерское рудогорье) и проверить зоны окремнения с возможным наличием сурьмяного или даже медного оруденения. Образцы мы брали в горизонте Б почв с глубины 50–80 см каждые 5 м. Статистическая обработка анализов показала, что Sb, Cu, Sn и W являются индикаторами сурьмяного оруденения; наличие Bi указывает на медное оруденение в исследованной области. Для приведенных элементов была определена величина фона ($C_F = \bar{X} + S$) и предел аномалии ($C_A = \bar{X} + 3S$). Для Sb $C_F = 20 \text{ g.t}^{-1}$; $C_A = 40 \text{ g.t}^{-1}$; для Cu $C_F = 20 \text{ g.t}^{-1}$; $C_A = 40 \text{ g.t}^{-1}$; для Sn $C_F = 8 \text{ g.t}^{-1}$; $C_A = 17 \text{ g.t}^{-1}$; для W $C_F = 4 \text{ g.t}^{-1}$; $C_A = 7 \text{ g.t}^{-1}$.

Основываясь на распределении элементов, статистической обработке данных и корреляционных отношений, были выделены аномальные зоны (АЗ), которые могли бы указывать на близость первичных сурьмяных или медных рудопоявлений. Величина каждого коррелятивного коэффициента представляет собой величину системы 10 образцов. Вычисление этих коэффициентов производилось следующим образом: систему составляли взятые постепенно образцы от 1 до 10, от 2 до 11, от 3 до 12 и т. д.

Пояснения к рисункам

Рис. 1. Схематическая карта аномальных зон (АЗ) сурьмы и меди в области Бетлиар – Чучма: А – аномальные зоны (АЗ) сурьмы; 2 – аномальные зоны (АЗ) меди; 3 – предполагаемое простирание уже известных жил; 4 – предполагаемое простирание кварцевых жил; 5 – профили и их обозначение; 6 – штольня Стракова; 7 – кварцевые порфиры, туфопорфириды, туффито-порфириды (гельницкая свита); 8 – сланцы, песчаники (гельницкая свита); 9 – гранит.

Рис. 2 и 3. Профиль Бт-II. Горизонты Б и З; профиль Бт-VII (часть профиля) горизонт Б. 1 – штольня Стракова; 2 – жила Стракова; 3 – предполагаемое - на основании аномальных зон - наличие жил; 4 – аномальные зоны Sb; 5 – графическое изображение содержания элементов (аномальное содержание черное); 6 – графическое изображение коррелятивных коэффициентов; 7 – номер образца; 8 – туфо- и туффитопорфириды.

Рис. 4. Частотные кривые Sb

Рис. 5. Частотные кривые Cu

Рис. 6. Частотные кривые Sn

Рис. 7. Частотные кривые W

Рис. 8. Частотная кривая Bi (вычислена по Н. К. Разумовскому)

O_F кривая случаев в %, когда образцы взяты из фоновой области

O_{F+A} кривая случаев в процентах, когда образцы взяты из фоновой и аномальной областей по интервалам в арифметическом ряду.

См. рисунки 4–8.

Пояснения к таблицам

Табл. 1. Таблица вероятности, по которой можно судить принадлежит данное содержание Sb к фону или к ореолу

Табл. 2. Таблица вероятности, по которой можно судить принадлежит данное содержание Cu к фону или к ореолу

Табл. 3. Таблица вероятности, по которой можно судить принадлежит данное содержание Sn к фону или к ореолу

Табл. 5. Таблица основных величин Sb, определенных разными методами

Табл. 6. Таблица основных величин Cu, определенных разными методами

Табл. 7. Таблица основных величин Sn, определенных разными методами

Табл. 8. Таблица основных величин W, определенных разными методами

Перевод со словацкого В. С. Андрусовой

Jozef Václav

Results of Geochemical Prospection in the Area of Betliar — Čučma

Summary

The purpose of the geochemical prospection was to find the strike continuation of the Sb-vein Straková (Spišsko-gemerské rudohoria ore mountains) and to test the quartzified zones in respect of Sb or Cu mineralization. The samples are from the B — soil horizons from the depth of 50–80 cm (sampling pace: 5 m). Statistical treatment of analyses shows that Sb, Cu, Sn and W are indicators of antimonite mineralization, and Bi is an indicator of Cu-mineralization in the area studied. We determined the value of background ($C_F = \bar{X} + S$) and treshold of anomaly ($C_A = \bar{X} + 3S$) for the above mentioned elements. So for Sb the value of C_F equals to 20 g.t^{-1} ; $C_A = 40 \text{ g.t}^{-1}$; for Cu the value of C_F equals to 20 g.t^{-1} ; $C_A = 40 \text{ g.t}^{-1}$; for Sn the value of $C_F = 8 \text{ g.t}^{-1}$; $C_A = 17 \text{ g.t}^{-1}$; for W the value of $C_F = 4 \text{ g.t}^{-1}$; $C_A = 7 \text{ g.t}^{-1}$. Basing upon the study of the distribution of elements, on statistical data and correlation we distinguish anomalous zones (AZ) that ought to be representative of close primary occurrences of Sb- or Cu- mineralization. Every value of correlation coefficient represents a value of a set of ten samples. So the correlation coefficients were calculated by gradual entering of the calculation into a set according to the system 1 to 10, 2 to 11, 3 to 12 and so on.

Explanations of text-figures 1—8

Fig. 1 Schematic map of anomalous zones (AZ) of Sb and Cu in the area of Betliar — Čučma: 1 — anomalous zones (AZ) of Sb; 2 — anomalous zones (AZ) of Cu; 3 — presumable course of known veins; 4 — presumable course of quartz veins; 5 — profiles marked; 6 — the Straková pit; 7 — quartz porphyries, tuff-porphyrroids, tuffite-porphyrroids (Gelnica group), 8 — schists, sandstones (Gelnica group), 9 — granite.

Fig. 2,3 Profile BT-II. B-horizon, 3: profile BT-VII (part of profile) B-horizon: 1 — Straková pit; 2 — Straková vein; 3 — vein occurrence presumed on the grounds of anomalous zones; 4 — anomalous zones of Sb; 5 — graph of contents of elements and anomalous contents (black). 6 — graph of correlation coefficients; 7 — No. of sample; 8 — tuff — and tuffite-porphyrroids.

Fig. 4 Frequency curves of Sb

Fig. 5 Frequency curves of Cu

Fig. 6 Frequency curves of Sn

Fig. 7 Frequency curves of W

Fig. 8 Frequency curves of Bi

(calculation after N. K. Razumofsky)

O_F = per.cent curve of samples from the phone area;

O_{F+A} = per.cent curve of samples from the phone — and anomaly area according to intervals in arithmetic row. See Figures 4—8.

Explanations of tables 1—8

Tab. 1 Expression of probability that Sb belong to phone or aureole

Tab. 2 Expression of probability that Cu belong to phone or aureole

Tab. 3 Expression of probability that Sn belong to phone or aureole

Tab. 4 Expression of probability that W belong to phone or aureole

Tab. 5 Fundamental Sb values according to various methods

Tab. 6 Fundamental Cu values according to various methods

Tab. 7 Fundamental Sn values according various methods

Tab. 8 Fundamental W values according various methods

ZÁPADNÉ KARPATY

séria

mineralógia
petrografia
geochémia
metalogenéza 7

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra vo vydavateľskom oprávnení Vedy, vydavateľstva Slovenskej akadémie vied v Bratislave roku 1980.

Vedecká redaktorka: RNDr. Magda Marková, CSc.

Zodpovedná redaktorka: Irena Bročková.

Technický redaktor: Jozef Bielik.

Vytlačili ZT, n. p., závod Svornosť v Bratislave ofsetom. Vyskladnené v roku 1980. Tem. skup. 03/9.

Náklad 700 kusov, povolené SÚKK 1197/I-1979. Rozsah AH 12,86, VH 13,12, Cena brož. Kčs 22,—.