

FREIBERGER
FORSCHUNGSHEFTE

C 46

MINERALOGIE - LAGERSTÄTTENKUNDE

LUDWIG BAUMANN

**Tektonik und Genesis
der Erzlagerstätte von Freiberg
(Zentralteil)**

1958

FFH

C 46

b

AKADEMIE-VERLAG BERLIN

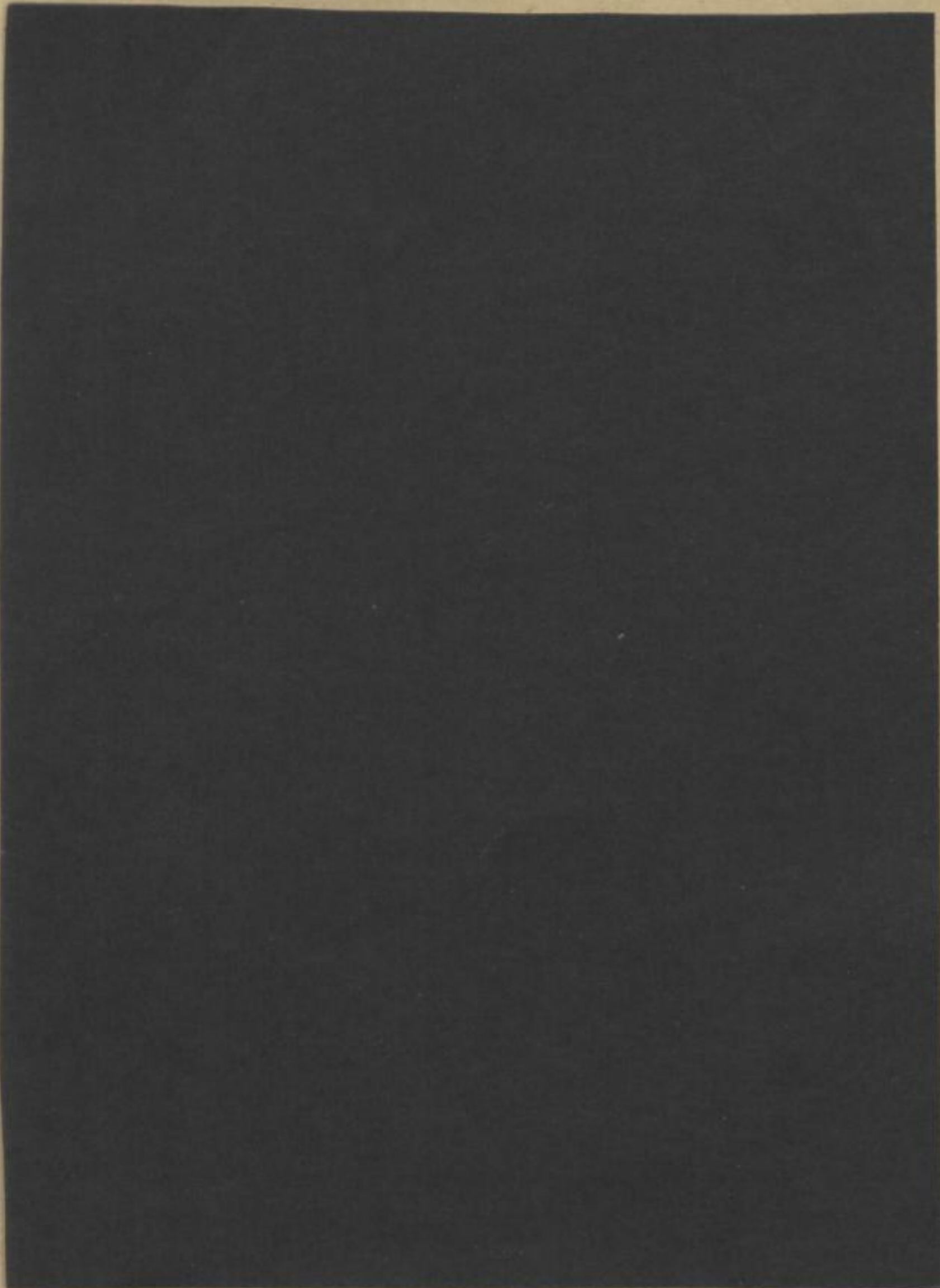
XVI 1142 ^{C46}
b

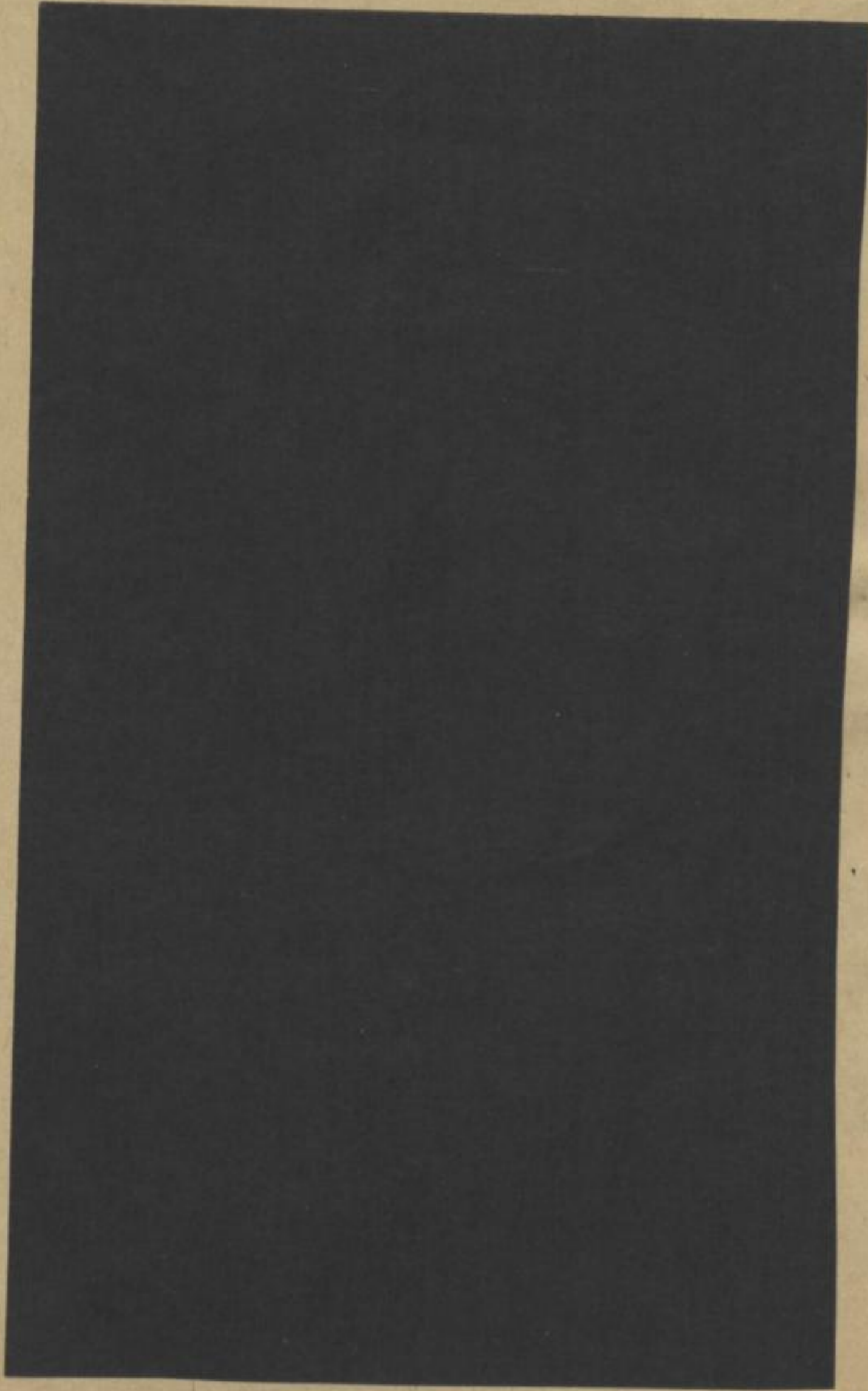


TU BERGAKADEMIE FREIBERG



XU XVI 1142 . C46B b





Karte

FREIBERGER FORSCHUNGSHEFTE

C 46

[Faint, illegible handwriting on aged paper]

FREIBERGER FORSCHUNGSHEFTE

Herausgegeben vom Rektor der Bergakademie Freiberg

C 46

MINERALOGIE - LAGERSTATTENKUNDE

Tektonik und Genesis der Erzlagerstätte von Freiberg (Zentralteil)

Von LUDWIG BAUMANN

1958

A k a d e m i e - V e r l a g · B e r l i n

Freib. Forsch.-H.	C 46	S. 1—208	136 Bilder	7 Tab.	4 farb. Karten	Berlin, April 1958
-------------------	------	----------	------------	--------	----------------	--------------------

Von der Bergakademie Freiberg genehmigte Dissertation

Referent: Prof. Dr.-Ing. habil. O. Oelsner

Korreferent: Prof. Dr. phil. habil. F. Leutwein

Tag der Einreichung der Arbeit: 11. 4. 1957

Tag der mündlichen Prüfung: 25. 5. 1957



IV 1142 (C46)
b

„Freiberger Forschungshefte“, Schriftenreihe für alle Gebiete der Montanwissenschaften. Herausgeber: Der Rektor der Bergakademie Freiberg, Prof. Dr.-Ing. H. Härtig. — Chefredakteur: Dipl.-Ing. R. Wender, Freiberg, Klubhaus der Bergakademie, Aug.-Bebel-Str. 5 (Fernruf 24 97). — Verlag: Akademie-Verlag, GmbH, Berlin W 8, Mohrenstr. 39 (Fernruf 20 03 86), Postscheckkonto 350 21. — Die Freiberger Forschungshefte erscheinen in zwangloser Folge in den Reihen A, B, C und D. Ausführliches Verzeichnis aller lieferbaren Hefte von der Redaktion der Bergakademie oder dem Akademie-Verlag. — Preis dieses Heftes: 19,50 DM. Bestell- und Verlags-Nr. 2062/176/C 46. — Vertrieb: Für das Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik durch den Buchhandel; für das Gebiet der Deutschen Bundesrepublik durch die Buchhandlung Kunst und Wissen, Inhaber Erich Bleber, Stuttgart-N, Hospitalstraße 33a; für das gesamte Ausland über den Buchhandel bei der Deutschen Buch-Export und -Import GmbH, Leipzig C 1, Leninstraße 16.

Satz und Druck: E. F. Keller's Witwe (VOB), Stollberg/Sa., August-Bebel-Str. 16 - VOB UNION III/6/50 1,0 458 (1332). — Veröffentlicht unter der Lizenz-Nr. 202 · 100/217/58 des Ministeriums für Kultur, HV Verlagswesen, der Deutschen Demokratischen Republik. — Printed in Germany. Alle Rechte vorbehalten. — Kartengenehmigung: Mdl der DDR 3697 und 3848.

(58: 930)

I N H A L T

Vorwort	7
A. Geologische und lagerstättenkundliche Übersicht	9
I. Stratigraphie und Petrographie	9
a) Das kristalline Grundgebirge	9
b) Varistische Eruptivgesteine	14
II. Tektonische Verhältnisse	17
a) Varistische Gebirgsbildung	18
b) Varistische Bruchtektonik	23
III. Lagerstättenkundliche Übersicht	26
a) Klassische Periode	26
b) Neuere Anschauungen	28
B. Tektonik	30
I. Das Gangsystem	30
a) Die tektonischen Bauelemente	30
b) Das Scherklufsystem	39
1. Beschreibung	39
2. Deutung	46
c) Die Zugspaltensysteme	49
1. Beschreibung	49
2. Deutung	53
II. Der Feinbau der Erzgänge	56
a) Spaltenbildung und Nebengestein	57
1. Einfluß der Anisotropie	57
2. Einfluß der Inhomogenität	59
3. Chemischer Einfluß des Nebengesteins	64
b) Gangausbildung	65
1. Ursache der Spaltenöffnungstektonik	67
2. Die beiden Gangtypen	70
3. Gegenseitige Beeinflussung der Gangspalten	75
c) Gangstrukturen	79
1. Massige Strukturen (<i>kb</i> -Formation)	80
2. Übergangsstrukturen (<i>eba</i> - und <i>eb</i> -Formation)	81
3. Lagige Strukturen (<i>fba</i> -Formation und „Edle Geschicke“)	85
C. Mineralführung	89
I. Beschreibung der Mineralparagenesen	89
a) Die kiesig-blendige Bleierzformation (<i>kb</i>)	89
b) Die Eisen-Baryt-Formation (<i>eba</i>)	107

c) Die edle Braunspatformation (<i>eb</i>)	115
d) Die fluorbarytische Bleierzformation (<i>fba</i>)	139
e) Die Formation der „Edlen Geschicke“ (BiCoNiAg-Formation)	148
II. Mikroparagenesen einiger Hauptminerale	166
a) Arsenkies	167
b) Pyrit, Magnetkies und Markasit	168
c) Zinkblende	169
d) Bleiglanz	172
e) Baryt	174
f) Karbonspat	176
D. Genesis	177
I. Ablauf und Verteilung der Mineralisation	177
a) Mineralisationsverlauf	177
1. Altersfolge und Paragenesis der Minerale	177
2. Physikalisch-chemischer Charakter der Lösungen	182
3. Die Verteilung der Elemente	184
b) Räumliche Verteilung der Mineralparagenesen	190
1. Teufenunterschiede	191
2. Zonale Verbreitung	192
II. Gangtektonik und Mineralisation	195
a) Die zusätzliche Abhängigkeit der Mineralisation vom Streichen der Erzgänge	195
b) Ablauf der Spaltenöffnungstektonik	199
Zusammenfassung	202
Literatur	205

„Jedenfalls gewährt das Gesamtergebnis die Überzeugung, daß noch äußerst bedeutende Schätze in den Tiefsten der gangbaren und der auflässigen Gruben der Freiberger Refier verborgen liegen und daß die weitere Aufschließung und Untersuchung eines Gebirgs, in dem der Bergbau bereits seit Jahrhunderten mit so glücklichem Erfolg betrieben worden ist, noch fernerweit zu gleich günstigen Ergebnissen führen werde.“
(v. Herder, 1838)

VORWORT

Vorliegende Arbeit hat zum Ziel, die Gangtektonik und die Paragenese der Erzformationen vom Zentralteil des Freiberger Lagerstättenbezirkes einer näheren Untersuchung zu unterziehen und eine evtl. Abhängigkeit der Vererzung von der Spaltentektonik festzustellen.

Daraus ergab sich die Notwendigkeit, eine Ableitung der Freiberger Klufttektonik aus dem geologisch-tektonischen Gesamtgeschehen des Erzgebirges heraus zu versuchen. Bezüglich der Mineralführung der hydrothermalen Freiberger Gangtypen mußte in Ergänzung der neueren erzmikroskopischen Arbeiten von OELSNER (1930) über die „kiesig-blendige Bleierzformation“ (*kb*) und von TISCHENDORF (1955) über die „fluorbarytische Bleiformation“ (*fba*) die eingehende Bearbeitung der noch fehlenden „klassischen“ Erzformationen durchgeführt werden. Hierbei handelt es sich besonders um die sogenannten „Eisen-Baryt-Formation“ (*eba*), die „Edle Braunspatformation“ (*eb*) und die „Formation der Edlen Geschicke“ (*BiCoNi*). In Ergänzung dieser Bearbeitung wurden noch die neueren geochemischen Untersuchungen über die Spurenelementgehalte in verschiedenen Mineralien der obigen Erzformationen (LEUTWEIN-HERRMANN 1954, NITZSCHE 1954, TÖLLE 1955) berücksichtigt und zum Teil erweitert. Hinsichtlich der *kb*-Formation haben die Untersuchungsergebnisse von OELSNER (1930) durch die in der Zwischenzeit erfolgten Neuaufschlüsse vor allem im Süden des Freiberger Lagerstättenbezirkes im Revier Brand ebenfalls gewisse Erweiterungen erfahren, die hier mit beigefügt werden konnten.

Neben den neueren Untertageaufnahmen des Verfassers fanden die tektonischen Zusammenhänge sowie die Fragen der Mineralführung durch die Auswertung des Archivmaterials des ehemaligen Oberbergamtes Freiberg eine zusätzliche Ergänzung. Weiterhin konnte in der vorliegenden Arbeit das statistische Material von mehreren im Freiberger Raum durchgeführten Gangkartierungen verwendet werden, die als Studienarbeiten während der vergangenen drei Jahre vom Mineralogischen Institut ausgegeben wurden.

Es ist zu hoffen, daß mit den vorliegenden Arbeitsergebnissen trotz aller noch vorhandenen Unzulänglichkeiten die wichtigsten Eigenheiten der Lagerstätte erfaßt sind. Um den vorgesehenen Umfang der Arbeit nicht zu überschreiten, wurden die eingehenden tektonisch-lagerstättenkundlichen Untersuchungen zunächst auf den Zentralteil des Freiburger Lagerstättenbezirkes beschränkt. Der älteste, vorwiegend nur in den Randgebieten auftretende Freiburger Gangtyp der „Edlen Quarzformation“ (eq) blieb vorläufig außerhalb der näheren Betrachtung.¹ Einer weiteren Arbeit wird es vorbehalten bleiben, die hier vorgelegten Ergebnisse organisch mit diesen kleineren Gangrevieren der Freiburger Randgebiete zu verbinden.

Ohne die von vielen Seiten bereitwilligst gewährte Unterstützung wäre die Durchführung dieser Arbeit nicht möglich gewesen. Meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr.-Ing. O. OELSNER, spreche ich den herzlichsten Dank aus für sein stetes Interesse und für seine Hilfsbereitschaft, die er mir bei der vorliegenden Arbeit immer wieder entgegenbrachte.

In gleichem Maße bin ich Herrn Prof. Dr. phil. F. LEUTWEIN zu tiefem Dank verpflichtet für meine wissenschaftliche Förderung innerhalb des Mineralogischen Institutes sowie für wertvolle Anregungen durch Ratschläge und Meinungsaustausch. Weiter habe ich zu danken den Herren Professoren Dr. A. WATZNAUER, Dr. K. PIETZSCH und Dr. A. SCHÜLLER für wertvolle Hinweise und Unterstützung.

Die Werksleitung der Bleierzgruben „Albert Funk“, Freiberg, brachte der Arbeit durch Gewährung einer uneingeschränkten Einsichtnahme in die geologischen und markscheiderischen Unterlagen ihr größtes Verständnis entgegen. Besonders Herr Dipl.-Ing. JAHN und seine Mitarbeiter in den geologischen Abteilungen der Reviere Brand, Freiberg und Halsbrücke stellten ihre langjährigen Erfahrungen und Kenntnisse der Örtlichkeit und der Lagerstätte bereitwilligst zur Verfügung. Ferner möchte ich den Angehörigen der Staatl. Geologischen Kommission, Außenstelle Freiberg, für die Hilfe und das Entgegenkommen bei meiner Untersuchungstätigkeit danken.

Nicht zuletzt gedenke ich noch dankbar all meiner Mitarbeiter im Mineralogischen Institut, die mich durch Rat und Tat bei meiner Arbeit unterstützten.

¹ Diese Formation wurde bereits von ZIMMER (1936) erzmikroskopisch und paragenetisch bearbeitet.

A. GEOLOGISCHE UND LAGERSTÄTTENKUNDLICHE ÜBERSICHT

I. STRATIGRAPHIE UND PETROGRAPHIE

Die Erzgänge des zentralen Freiburger Lagerstättenbezirkes durchsetzen das kristalline Grundgebirge des östlichen Erzgebirges. Dasselbe baut sich im wesentlichsten auf aus den kristallinen Gesteinen der Gneisformation, deren einförmiger Charakter manchmal durch andersgeartete Gesteinseinschaltungen von Amphibolit, Granatglimmerschiefer, Quarzit und sogenanntem Roten Gneis unterbrochen wird. Nach N bzw. NW werden sie überdeckt von Gesteinen der Glimmerschieferfazies und der Phyllitfazies, an die sich weiter nach NW die vorwiegend karbonischen und rotliegenden Schichten der varistischen Synklinalzone der Erzgebirgischen Mulde anschließen.

Innerhalb dieses älteren Gesteinsrahmens treten noch verschiedene jüngere Eruptivkörper auf, die ihre Entstehung vorwiegend der varistischen Orogenese verdanken.

a) Das kristalline Grundgebirge

Graugneis der Kernzone (untere Stufe) ist innerhalb des Freiburger Lagerstättenbezirkes das meistverbreitete kristalline Gestein (Bild 1). Nach seinem Mineralbestand ist er ein Biotitgneis granodioritischer Zusammensetzung.

Hauptgemengteile: Biotit, Plagioklas (Oligoklas), Orthoklas und Quarz.

Neben- und Übergemengteile: Muskovit, Apatit, Chlorit, Epidot, Granat, Hornblende, Orthit, Rutil, Titanit, Turmalin, Zirkon, Magnetit, Hämatit, Pyrit.

Auf Grund der verschiedenen Ausbildung des Gneisgefüges können noch folgende Varietäten unterschieden werden (MÜLLER 1901):

1. Freiburger Normalgneis, lang- und breitfläsig, oft mit Augenstruktur. Er bildet als Zentrum der Kernzone das vorherrschende Nebengestein der Freiburger Erzgänge.
2. Brander Gneis, mittelfläsig bis körnig-stengelig; stellt als sogenannte erste „Schale“ nach außen die Fortsetzung des Freiburger Gneises dar, welchen er konzentrisch umhüllt.
3. Himmelsfürster Gneis; körnig-schuppig; ist eine feldspatreichere Abart des Brander Gneises. Tritt nur im Süden des Erzgebietes im sogenannten Revier Himmelsfürst auf.
4. Wegefarter Gneis, sehr grobfläsig, glimmerreich; umhüllt als äußerste „Schale“ der Kernzone den Brander und Himmelsfürster Gneis.

Durch häufige Wechsellagerungen derselben erfolgte oftmals eine innige Vermischung der Texturvarietäten.

Es sind meist fließende Übergänge vorhanden, so daß eine Abgrenzung der einzelnen Varietäten auf der Geologischen Übersichtskarte (Bild 1) sehr erschwert wird. Die darin angewandten Signaturen geben daher nur die jeweils vorherrschende Gneisvarietät an.

Die Schieferung der Gneise, im Zentrum der Kernzone fast horizontal verlaufend, zeigt nach den Randgebieten bei annähernd umlaufendem Streichen ein zunehmendes Einfallen (bis zu 70°). Dadurch wird eine Art flachgewölbter Kuppelbau erkennbar. Die neueren Grubenaufschlüsse vor allem im Süden des Lagerstättengebietes zeigen an Hand von andersartigen Gesteinseinschlüssen, daß wir in den Randzonen dieser sogenannten „Gneiskuppel“ stark emporgefaltete Gesteinspartien mit deutlich nach NE gerichteter Vergenz vor uns haben. Weiter nach NE wird dann der kuppelförmige Bau des Gneisgebietes durch jüngere Querstörungen der mittelsächsischen Überschiebung abgeschnitten und durch den Porphyrvulkanismus des Tharandter Waldes überdeckt (Bild 2).

Im Gegensatz zu GÄBERT (1907) wird neuerdings (PIETZSCH 1954) der gesamte Graugneiskomplex der Kernzone infolge Feststellung von Sedimentgesteinsrelikten von einem granitisierten Paragestein abgeleitet, das „in der assyntischen Tektogenese durch Granitisierung (Aufweichungshof) algonkischer Grauwacken und Schiefer syntektonisch entstanden ist“.

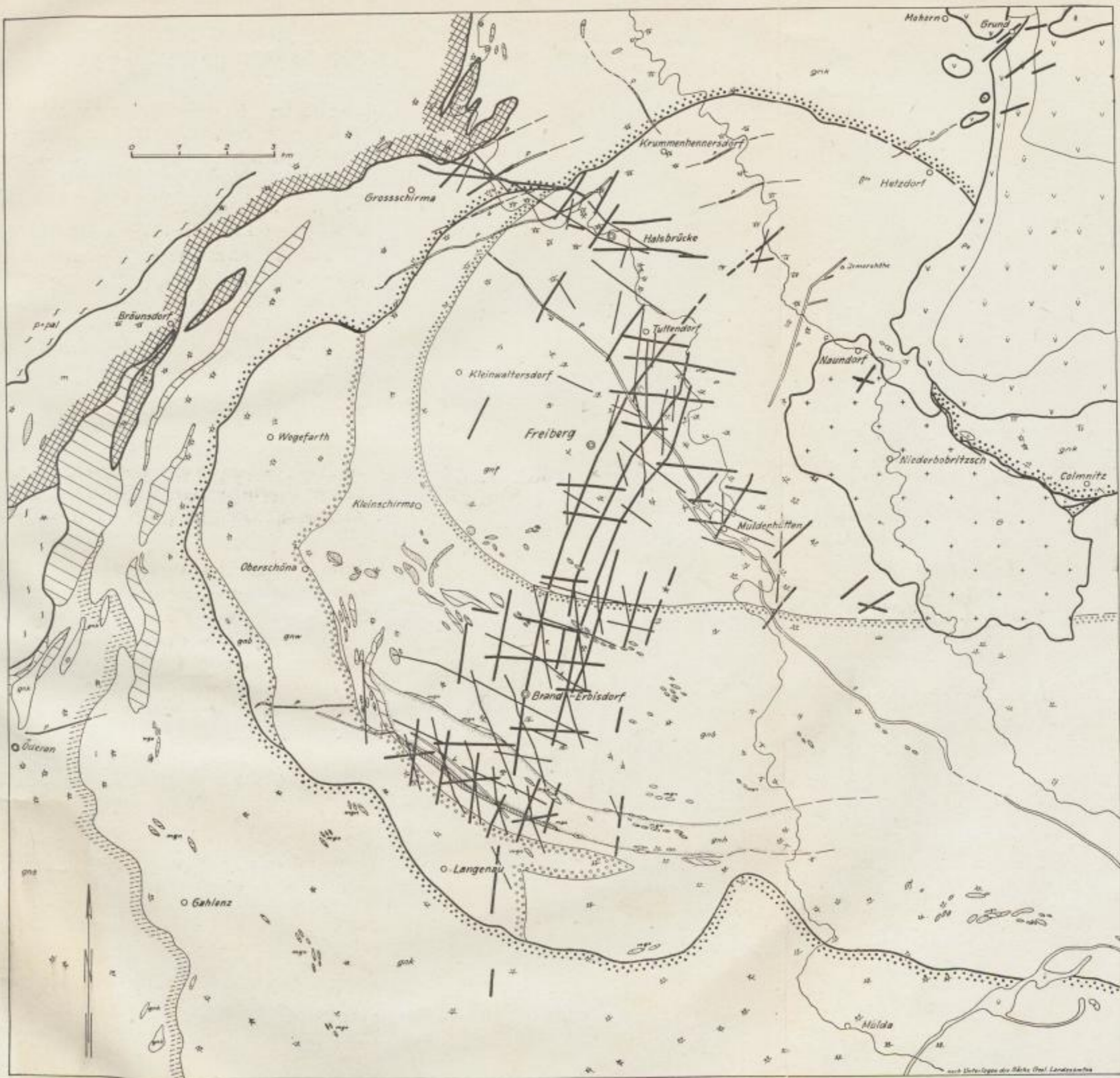
Graugneis der Außenzone (obere Stufe) erstreckt sich als südwestliche Fortsetzung der Kernzone bis in das Gebiet der von ihm gebildeten und für das Erzgebirge charakteristischen „Gneiskuppeln“ von Marienberg und Annaberg. Eine eindeutige Grenze zwischen dem Graugneis der unteren Stufe und dem der oberen Stufe ist nicht vorhanden. Infolge seines zunehmenden Gehaltes an Muskovit wird der Graugneis der Außenzone oft auch als Zweiglimmergneis bezeichnet. Auf Grund der unterschiedlichen Gefügeausbildung können auch hier mehrere Varietäten unterschieden werden.

Durch die bereits seit langer Zeit bekannten sedimentären Einlagerungen werden die Graugneise der Außenzone alle als typische „Paragneise“ angesehen.

Schiefergneise: Unter diesem Begriff faßt PIETZSCH (1954) die ohne Hiatus sich an die Marienberger und Annaberger Graugneise der Außenzone anschließenden und äußerst mannigfaltigen Gesteinspartien (*Flammengneise, Dichte Gneise, Geröllgneise*) zusammen, die ihrerseits wieder durch petrographische Übergänge (*Glimmerschiefergneis*) mit den normalen *Glimmerschiefern* verknüpft sind. Letztere schließlich stehen nach oben hin in einem gewissen Zusammenhang mit den *Phylliten* des äußeren Erzgebirgsmantels.

Alle diese Gesteine sind Paragesteine, die aus alten paläozoischen Sedimenten (Grauwacken und Tonschiefern) hervorgegangen sind. Als Nebengestein der Freiburger Erzgänge spielen sie jedoch nur eine untergeordnete Rolle und scheiden daher hier aus einer näheren Betrachtung aus.

„*Rotgneis*“ tritt in der Varietät des „plattigen Muskovitgneises“ innerhalb der Freiburger Kernzone in Form von mächtigen, z. T. gefalteten Einlagerungen auf (Bild 3), die vor allem im Süden des Lagerstättenbezirkes sehr verbreitet



	Freiburger Gneis	} Obere Gneisstufe		Quarzit		Normaler Quarzporphyr		
	Braner Gneis			Schiefergneis		Glümmerchiefer		Quarzarmer Porphyr
	Himmelfürster Gneis	} Untere Gneisstufe		Varietäten des Roten Gneis		Phyllit u. Altpaläozoikum		Lamprophyr
	Wegfarther Gneis			Granatglümmerchiefer		Granit		Erzgangssystem

Bild 1. Geologische Übersichtskarte des zentralen Freiburger Lagerstättenbezirkes
(Erzgangssystem vereinfacht dargestellt)

Bergakademie
- Bücherel -
Freiberg i. Sa.

Bergakademie
- Bücherel -
Freiberg i. Sa.

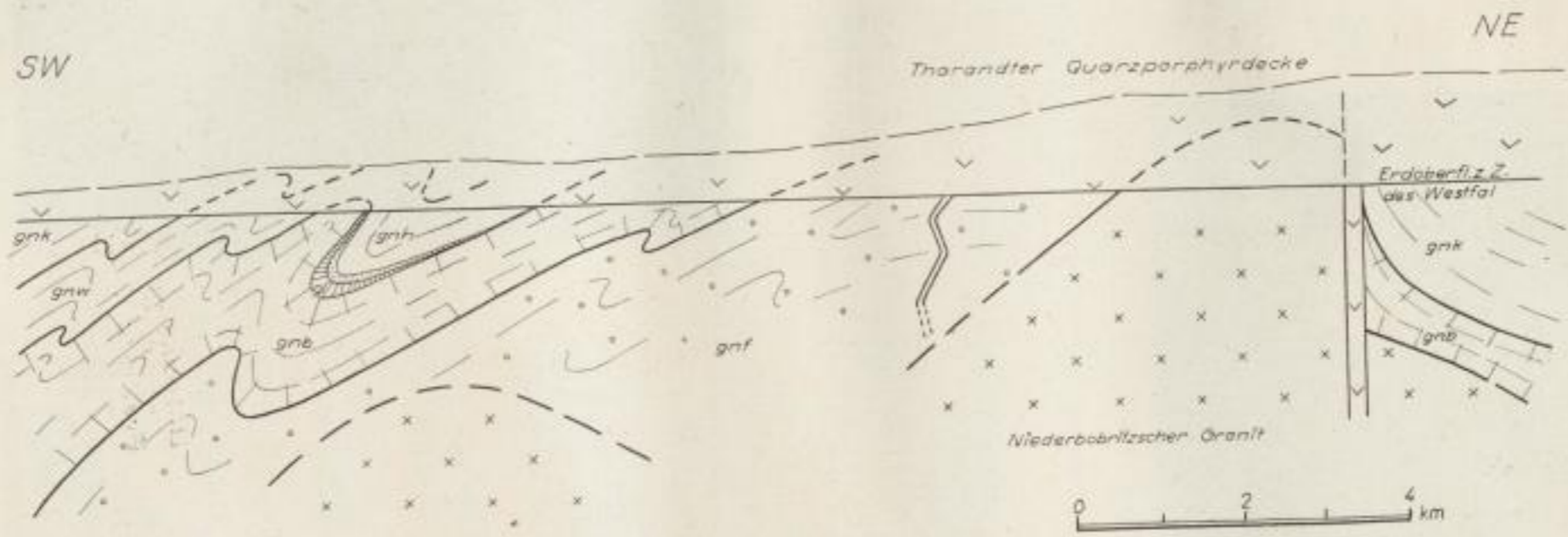


SLUB

Wir führen Wissen.

UNIVERSITÄTSBIBLIOTHEK
FREIBERG





Stratigraphie und Petrographie

Bild 2. Profilskizze durch die Freiburger Gneiskuppel (zur Zeit der asturischen Phase)



Bild 3

Revier Brand (Abt. Himmelsfürst, NE-Querschlag, 1/2 14. Gez.-Str. Gefalteter „Rotgneis“ als Einschluß im Graugneis der Kernzone. Faltungsachse ungefähr senkrecht zur Bildebene

sind. Er kann auf Grund seines Mineralbestandes als ein Muskovit-Albit-Gneis bezeichnet werden.

Hauptgemengteile: Plagioklas (Albit), Orthoklas, Quarz, Muskovit.

Neben- und Übergemengteile: Biotit, Granat, Apatit, Turmalin, Chlorit, Rutil, Zirkon, Hämatit.

Die Struktur dieses Gneises ist vorwiegend kristalloblastisch. Seine Textur unterliegt starken Schwankungen und kann im allgemeinen als körnig-flasrig angesprochen werden.

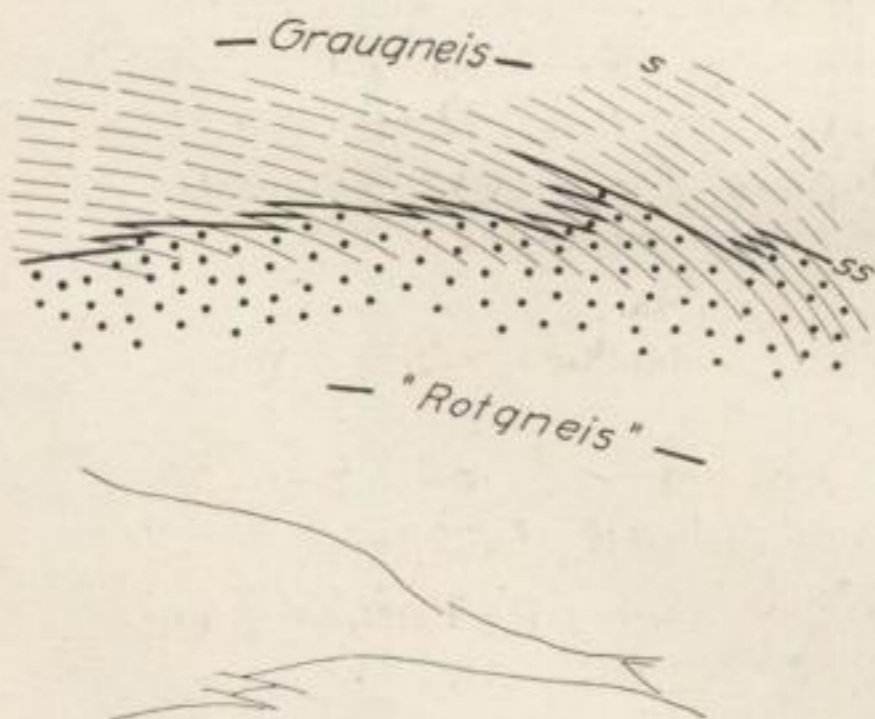


Bild 4a



Bild 4b

Bilder 4a und 4b

Revier Brand (Abt. Himmelsfürst), Gangstr. Alte Rose Sth. n. N, 1/2 11. Gez.-Str. Rotgneiseinlagerungen im Graugneis der Kernzone. Im Hangenden ist deutlich der Verlauf der Schieferungsflächen quer zur ursprünglichen Schichtung zu erkennen

Im Gegensatz zu den Graugneisen wurden die Rotgneise bisher von diskordant eingedrungenen, jüngeren Graniten spätassyntischen Alters abgeleitet (KOSSMAT 1925, SCHEUMANN 1932, PIETZSCH 1954). Dabei ist jedoch zu bemerken, daß sowohl die Rotgneise als auch die Graugneise geologische Begriffe sind, die jeweils eine petrographische Vielheit von Gesteinstypen umfassen.

Es muß neuerdings angenommen werden, daß ein großer Teil der im Freiburger Raum auftretenden „Rotgneis“-Varietäten sedimentären Ursprungs sind (tonreichere Sandsteinfazies). Sie können manchmal unter Abnahme der Feldspäte und Glimmer in reinen Quarzit übergehen (reine Sandsteinfazies).

An den Übergängen Graugneis – Rotgneis bzw. – Quarzit ist häufig zu erkennen, daß die Schieferung nicht parallel zur ehemaligen Schichtung verläuft (Bild 4).

Quarzit kommt ebenfalls häufig, z. T. in größeren Partien, innerhalb der unteren Graugneisstufe vor.

Hauptgemengteile: Quarz, Muskovit.

Neben- und Übergemengteile: Plagioklas (Albit), Orthoklas, Rutil, Chlorit, Pyrit.

Da der Quarzit oftmals unter Zunahme von Feldspäten und Muskovit in Rotgneis übergeht, bezeichnete ihn SAUER (1886) als eine extrem quarzreiche Modifikation des Rotgneises. Die Art der Einlagerungen innerhalb der Graugneise sowie die Ergebnisse neuerer Strukturuntersuchungen (WATZNAUER, SCHÜLLER) machen die Abkunft von alten Sandsteinen wahrscheinlich.

Granatglimmerschiefer tritt im Süden des Lagerstättenbezirkes innerhalb der oberen Graugneise der Kernzone als größere Einlagerung auf und übte vor allem im dortigen Grubenrevier Himmelsfürst einen besonderen Einfluß auf die bauwürdige Ausbildung der Erzgänge aus. Darauf wird jedoch später noch näher eingegangen werden. Nach seinem Mineralbestand kann man ihn als einen grobflasrigen, granatführenden Quarz-Muskovitschiefer bezeichnen.

Hauptgemengteile: Quarz, Muskovit, Granat (Almandin).

Neben- und Übergemengteile: Apatit, Biotit, Plagioklas (Albit), Orthoklas, Turmalin.

Er kann primär als eine mergeligere Fazies innerhalb der ursprünglich tonigen Sedimentserien der späteren Graugneise angesehen werden.

Amphibolit tritt nur als untergeordnete Einlagerung im Kerngneis auf. Man unterscheidet je nach dem stärkeren Hervortreten eines der Hauptgemengteile mehrere Varietäten.

Hauptgemengteile: Hornblende, Augit (Omphazit), Granat (Almandin), Plagioklas, Epidot, Zoisit, Biotit, Quarz, Muskovit.

Neben- und Übergemengteile: Orthoklas, Rutil, Ilmenit, Titanit, Zirkon, Apatit, Chlorit, Pyrit, Magnetkies.

Nach PIETZSCH (1951) können die Amphibolite teils aus alten diabasischen Tuffen, teils auch aus diabasischen Lagergängen hervorgegangen sein.

Mobilisate: In den meisten der oben beschriebenen Gesteine vor allem in den stark metamorphen Gneisen der Kernzone können häufig Quarzlinzen („Quarz-

knauer“) beobachtet werden, die als pegmatitisch-pneumatolytische Mobilisate aus dem unmittelbaren Nebengestein aufgefaßt werden können. Sie sind meist in das s-Gefüge eingeregelt und daher ursprünglich als „Aufblätterungshohlräume“ anzusehen, die durch die tektonischen Durchbewegungen des Gneises, insbesondere an Stauchungszonen, entstanden sind.

In den oberen Gneisen der Kernzone, besonders in der Nähe des Granatglimmerschiefers, wurden im Verlauf der Metamorphose pegmatotype Elemente aus dem Nebengestein mobilisiert und in den konkordanten, bis zu 1 m mächtigen Hohlräumen abgeschieden (Bild 5).

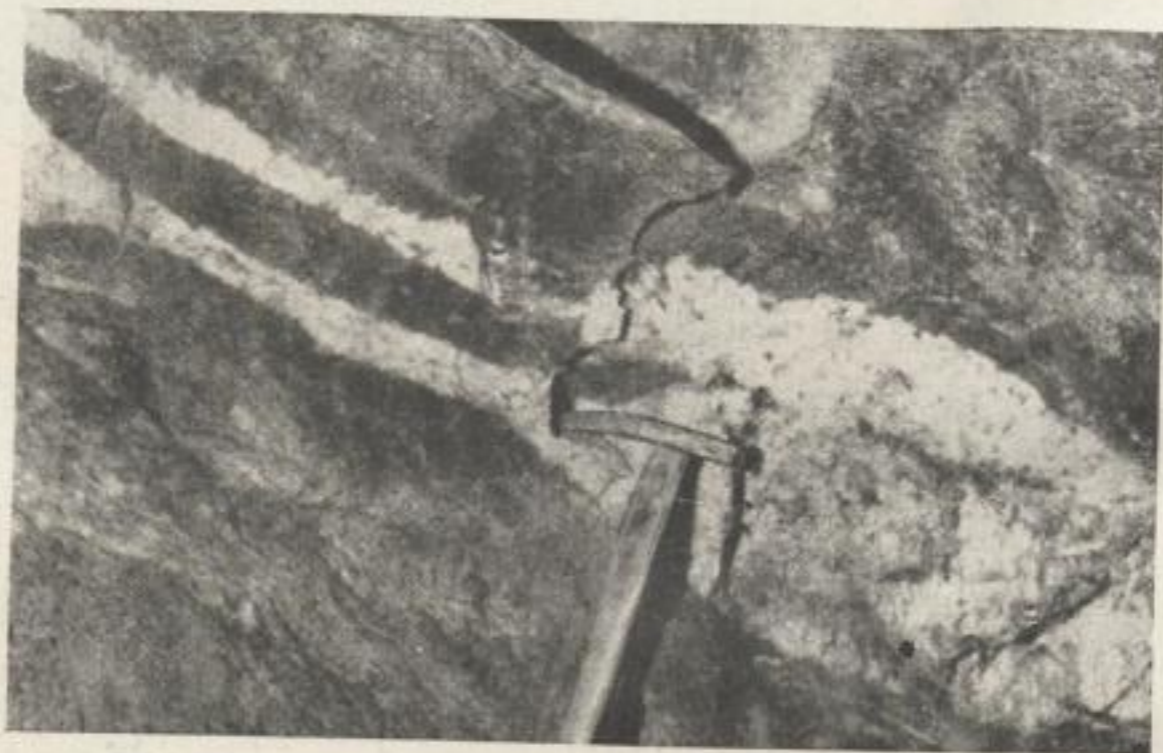


Bild 5

Revier Brand (Abt. Himmelsfürst), Wetterquerschlag zum Raimund und Karl Sth., 1/2 14. Gez.-Str.

Pegmatitische Mobilisationslinse innerhalb des Granatglimmerschiefers. Im Hangenden der Linse erkennt man Korrosionserscheinungen gegenüber dem Nebengestein

An Mineralien konnten bisher vor allem Quarz, Orthoklas (z. T. in schriftgranitischer Verwachsung), Plagioklas, Turmalin, Phlogopit, Muskovit, Granat und Titanit beobachtet werden. Der Mineralinhalt wird, da die Stoffbewegung durch Migration geschieht, aus der nächsten Umgebung („Restgewebe“) der Hohlräume stammen. Manchmal tritt ein temporärer Fazieswechsel auf, indem die vorwiegend aus Feldspäten und Glimmer bestehenden randlichen Teile der Pegmatitlinsen nach dem Inneren zu in quarzhaltige, pneumatolytische Partien übergehen.

In den unteren Gneisen der Kernzone verschwimmen infolge des höheren Mobilisierungsgrades die scharfen Begrenzungen zwischen dem Nebengestein und diesen pegmatitischen Linsen.

b) Varistische Eruptivgesteine

Der Biotitgranit von Niederbobritzsch ist im Freiburger Lagerstättenbezirk der einzige durch die Erosion angeschnittene Intrusivkörper. Er gehört zur so-

nannten „älteren Reihe“ der Erzgebirgischen Granite und sitzt fast im Zentrum der Freiburger Gneiskuppel auf. Seine NE-Flanke wird durch die herzynisch streichende Colmnitzer Störungszone begrenzt, an welcher der NE-Teil des Granitkörpers abgesunken ist. Die Störungslinie wird teilweise vom sogenannten Niedercolmnitzer Quarzporphyrgang als Aufstiegsweg benutzt (Bilder 1 und 2).

Rings um den Granitstock ist fast ausschließlich ein Abfallen der Gneisschichten vom Granit weg zu beobachten. Seine petrographische Beschaffenheit zeigt eine stark heterogene Ausbildung; daher wird er auch oft als „hybrid“ bezeichnet (RÖSLER 1951).

Hauptgemengteile: Quarz, Orthoklas, Plagioklas (Oligoklas und Albit), Biotit.

Neben- und Übergemengteile: Apatit, Zirkon, Topas, Titanit, Zoisit, Magnetit, Pyrit, Hornblende, Augit, Orthit, Turmalin, Muskovit und Kupferkies.

Das Gefüge des Granits ist ein regellos körniges; megaskopisch fehlt jegliche Andeutung einer Regelung, er ist daher als posttektonisch anzusprechen. Jedoch wurde der Gesteinskomplex durch ein mannigfaltiges Kluft- und Spaltensystem zergliedert, das auf eine am Ende der Erstarrung erfolgte jüngere tektonische Beanspruchung hindeutet, auf die später noch näher eingegangen werden soll. Das ursprüngliche Gefüge des Gesteins ist z. T. durch fluide und hydrothermale Einflüsse oft weitgehend verändert.

In ihrer Textur fast unveränderte Gneiseinschlüsse konnten nachgewiesen werden (RÖSLER 1951).

Zu seiner Alterstellung ist zu sagen, daß er einerseits auf Grund seines Aufsetzens in den Gneisen und seiner fehlenden Regelung jünger als die sudetische Phase, andererseits infolge des Abschneidens durch den Colmnitzer Quarzporphyr vermutlich älter als die asturische Phase der varistischen Orogenese sein muß. Seine petrochemischen Eigenschaften (TRÖGER 1929) und die geringe „Fruchtbarkeit“ als Folge einer noch unvollständigen Differentiation (SCHRÖCKE 1951) machen eine Einstufung in die erzgebirgische Phase wahrscheinlich.

Lamprophyrgänge treten im Freiburger Lagerstättenbezirk vor allem in den Grubenrevieren „Himmelsfürst“ im S und „Beihilfe-Kurprinz“ im N auf. Bei diesen von den alten Bergleuten meist als Wacke bzw. Melaphyr bezeichneten schwarz- bis grünlichgrauen Ganggesteinen handelt es sich vorwiegend um Kersantit.

Hauptgemengteile: Biotit, Plagioklas, Hornblende, Pyroxen, Apatit, Quarz.

Neben- und Übergemengteile: Chlorit, Orthoklas, Magnetit, Pyrit, Kalkspat.

Die Mächtigkeit schwankt zwischen einigen Zentimetern und drei Meter (MÜLLER 1901) bei meist steilem bis seigerem Einfallen und ziemlich geradem herzynischem bzw. erzgebirgischem Streichen. Sie verlaufen annähernd parallel zu den jüngeren Quarzporphyrgängen. In bezug auf ihr Gefüge kann man bei den Freiburger Lamprophyren megaskopisch zwei Varietäten unterscheiden:

1. eine mehr feinkörnige, z. T. porphyrische Ausbildung, die sich durch einen stärkeren Biotitreichtum auszeichnet,
2. eine dichte, felsitische Ausbildung.

Nach den mannigfachen älteren und neueren Beobachtungen dürften beide Gesteinsausbildungen ein und demselben Gang angehören, wobei die dichte, z. T. felsitisch entwickelte Ausbildung eine Randfazies des porphyrischen Gesteins darstellt.

Während im Grubenrevier „Himmelsfürst“ die Lamprophyre in zwei herzynisch streichenden Gangzügen auftreten, zeigen sie im Revier „Beihilfe-Kurprinz“ bei Halsbrücke meistens erzgebirgisches Streichen.

OELSNER (1952 b) und WATZNAUER (1954) leiten die Lamprophyrgänge des Erzgebirges infolge ihrer gleichmäßigen Verbreitung von dem das gesamte Erzgebirge unterlagernden magmatischen Tiefenkörper ab. Altersmäßig sind sie, wenigstens innerhalb des Freiburger Bezirkes, in das Westfal einzustufen, d. h. also nach Abschluß der erzgebirgischen Phase und vor der Extrusion der jüngeren Quarzporphyre im Stefan.

Quarzporphyre treten im Gebiet der Freiburger Kerngneise sowohl in Gängen als auch in größeren, die älteren paläozoischen Formationen überlagernden Decken auf. Von letzteren sind vor allem die Porphyre des Tharandter Waldes zu nennen. Nach den Untersuchungen von MOESTA (1929) handelt es sich hier um eine sogenannte „gestaffelte Effusions-Pinge“. Sie entstand durch ein staffelweises Absinken der hangenden Gneisschollen infolge der Magmenentleerung des Intrusionsbezirkes durch die Effusion. Das Absinken der Schollen erfolgte an ineinander symmetrisch angeordneten, bogenförmigen Dislokationslinien, wobei immer jeweils die innere Gesteinsscholle an der äußeren abgesunken ist.

Wie die geologische Übersichtskarte (Bild 1) teilweise erkennen läßt, ist das Vulkangebiet im SE von zwei halbkreisförmigen Dislokationslinien (dreimal gestaffelt in gnf, gnk und Po!) begrenzt, die im NW an einer älteren, den erzgebirgisch streichenden Quarzporphyrgängen von Irmershöhe und Hetzdorf parallellaufenden Störungslinie enden. Demnach ist – im Gegensatz zu den bogenförmigen Bruchlinien des Tharandter Wald-Vulkans – die erzgebirgisch streichende Dislokation bereits älteren Ursprungs. Auf Grund der symmetrischen Anordnung und des Alters der einzelnen Bruchlinien müßten die ersten Effusionen unmittelbar an dieser erzgebirgischen Störungslinie im Raume von Grund (Bild 1) erfolgt sein.

Die zuerst effundierten quarzarmen Deckenporphyre zeigen nur wenige und kleine Einsprenglinge, bis dann mit zunehmender Druckentlastung die Effusionsgeschwindigkeit des Magmas geringer und damit die jüngeren Porphyre einsprenglingsreicher wurden. Schließlich wirkte sich der Vulkanismus nur noch in Quellkuppen aus, in welchen die *Granitporphyre* entstehen konnten. Die Porphyrgrundmasse ist immer mikro- bis kryptokristallin, nie glasig.

Als Einsprenglinge treten auf: Orthoklas, Plagioklas, Quarz, wenig Biotit.

Die Grundmasse besteht ebenfalls aus Orthoklas, Plagioklas, Quarz mit wechselnder Beteiligung von Biotit.

An Neben- und Übergemengteilen sind noch zu nennen: Apatit, Zirkon, Topas, Zinnstein, Flußspat, Titanit, Pyrit, Eisenoxyde; einige dürften jüngere Bildungen sein.

Bei den Gängen können wir auf Grund des Streichens ein erzgebirgisches und ein herzynisches Gangsystem unterscheiden. Gänge der erzgebirgischen Streichrichtung treten im Freiburger Lagerstättengebiet vor allem in den beiden Hauptzügen von Sayda-Frauenstein-Berggießhübel und von Großschirma-Halsbrücke auf. Von den Gängen herzynischer Richtung sind der große Freiberg-Frauensteiner Porphyrgang mit einer Gesamtlänge von rund 23 km und die Gänge von Krummenhennersdorf und Brand zu nennen.

Die Mächtigkeit der Gänge kann bis zu 100 m betragen. Auffällig ist das häufig wechselnde Einfallen aller Gesteinsgänge, dessen Ursache später noch näher behandelt wird.

Nach den Beobachtungen von MÜLLER (1901) sind die erzgebirgisch streichenden Gänge immer älter als die herzynisch streichenden.

Analog den Porphyrdecken treten auch in den Porphyrgängen oftmals Strukturänderungen auf, indem an den Salbändern zunächst quarzarme felsitische Porphyre anstehen, welche häufig Fluidaltextur aufweisen, die nach der Gangmitte zu immer reicher an Einsprenglingen werden. Ähnliche Erscheinungen wurden ja bereits bei den Lamprophyrgängen festgestellt.

Manchmal kann bei besonders mächtigen Spalten die Gangmitte sogar teilweise granitporphyrische Struktur annehmen. MOESTA (1929) bezeichnete solche Gänge als „strukturell gemischte Gänge“².

Die meisten Gänge im Freiburger Revier zeigen jedoch infolge ihrer geringeren Mächtigkeit eine homogene Struktur. Das Ende des effusiven Vulkanismus bildeten die *Granitporphyre*, welche vor allem im SE des Freiburger Reviers, im sogenannten Altenberger Senkungsfeld des Teplitzer Quarzporphyrs, als jüngste Gesteinsgänge eine erhebliche Rolle spielen.

Die Altersbeziehungen all dieser Porphyreffusionen sind nach MÜLLER (1901) und MOESTA (1929) folgende:

- | | |
|-----------------|--|
| Unterrotliegend | 5. Granitporphyre von Altenberg |
| | 4. Teplitzer Quarzporphyr |
| Oberkarbon | 3. Freiberg-Frauensteiner Quarzporphyrgang |
| | 2. Sayda-Berggießhübler Gangschwarm |
| | 1. Tharandter Deckenporphyr |

Neuerdings will jedoch PIETZSCH (1951, 1956) die Porphyre des Unterrotliegenden ebenfalls noch mit in das jüngste Oberkarbon (Stefan) einordnen.

Auf Grund der analogen chemischen Zusammensetzung und der geologischen Stellung ist anzunehmen, daß die genannten Porphyre alle aus einem gemeinsamen Magma stammen.

II. TEKTONISCHE VERHÄLTNISSE

Im Verlauf der tektonischen Untersuchung der Lagerstätte ergab sich die Notwendigkeit, z. T. auch die weitere Umgebung derselben in eine nähere Be-

² Nicht zu verwechseln mit den „gemischten Gängen“ im Sinne von ROSENBUSCH (1910).

trachtung mit einzubeziehen. Vor allem mußte der varistische Bauplan des Freiburger Gebietes genauer untersucht werden, da eine zufriedenstellende Lösung der Freiburger Gangtektonik nur innerhalb des größeren tektonischen Rahmens erzielt werden konnte.

a) Varistische Gebirgsbildung
(sudetische und erzgebirgische Phase)

Am Ende des Gotlandiums scheidet sich die stratigraphische Entwicklung östlich und westlich der Elbe.

Östlich der Elbe begann im Gebiet der Westsudeten mit der kaledonischen Faltung die Konsolidierung des Lugikums, wobei der NW-SE streichende Außenrand des fennosarmatischen Schelfes den starren Rahmen bildete.

Der NW-SE-Verlauf des Lugikums und die Lage am NW-Rand des bereits assyntisch versteiften moldanubischen Blockes bestimmen die Entwicklung des Erzgebirges im Verlauf der folgenden varistischen Orogenese.

Während der Sedimentation im Silur und Devon setzte die varistische Geosynklinalperiode ein, verbunden mit der Förderung großer Massen basischer Gesteine des initialen Vulkanismus (Diabase des Oberdevons und Keratophyre des Unterkarbons).

Die *bretonische Phase* wirkte im Erzgebirge wahrscheinlich nur hebungs-mäßig. Nach dem Abschluß der Kulmsedimentation im unteren Visé erfolgte während der **sudetischen Phase** die Hauptfaltung der varistischen Orogenese. Sie wirkte sich innerhalb des saxothuringischen Raumes als bestimmend aus und konsolidierte das Erzgebirge unter Einbeziehung alter präkambrischer Kerne (Erzgeb. Gneise und Granulitgebirge) und deren z. T. kaledonisch gefalteten Randzonen.

Nach PIETZSCH (1951) sollen von der Umprägung sämtliche Formationen von den bereits metamorphen algonkischen Gesteinen (Graugneisgranodiorite und postassyntische Rotgneisgranite) bis zu den kulmischen Tonschiefern erfaßt worden sein, wobei diese erst zuletzt mit in die Faltung einbezogen wurden. Mit der anschließenden allmählichen Versteifung des Untergrundes setzte langsam eine sattelförmige Aufwölbung des Erzgebirges und Granulitgebirges ein. Dazwischen bildete sich die Erzgebirgische Mulde. Die beginnenden Ablagerungen der Chemnitz-Hainichener Schichten im obersten Visé beendeten die sudet. Phase; es begann die gewaltige Abtragung der gefalteten Schichten. Das enorme Ausmaß derselben ist besonders daran zu erkennen, daß bereits Westfal B bzw. C (Ablag. von Schönfeld und Brandov) unmittelbar dem Gneis aufliegt (SPENGLER 1949).

Es muß jedoch darauf hingewiesen werden, daß für die gesamten Verfaltungs- und Vergneisungsvorgänge nur eine relativ sehr kurze Zeit (mittleres Visé!) zur Verfügung stand. PIETZSCH (1954) versuchte zunächst diese zeitliche Diskrepanz dadurch zu klären, daß er den Beginn der Vergneisung der alten granodioritischen und granitischen Gesteine bereits in einen präsudetischen Zeitabschnitt verlegt. Neuerdings (KODYM 1955, PIETZSCH 1956 b) wird jedoch immer mehr die Meinung

vertreten, daß die Entstehung der erzgebirgischen Gneise in die assyntische Tektogenese zu stellen ist. Dies bestätigen auch die Feststellungen von LAUTERBACH (1953), wonach im Verlauf der geomagnetischen Anomalien innerhalb des Saxothuringikums assyntische Strukturen zu erkennen sind.

Der Beginn der **erzgebirgischen Phase** ist gekennzeichnet durch eine verstärkte Heraushebung der Antiklinalen (Unterbrechung der Sedimentation in der Chemnitz-Hainichener Mulde). Es entstand der heute noch so auffällige NE-SW gerichtete Faltenbau mit den charakteristischen Großsätteln und -mulden des Saxothuringikums.

Der varistische Faltenbau biegt mit Annäherung an die Elbe scharf nach SE um (PIETZSCH 1938) und führt zum Elbtalschiefergebirge, in welchem die Fortsetzungen des Nordostsächsischen Sattels, der Nordostsächsischen Mulde und evtl. des Granulitgebirgssattels zu erblicken sind. Diese im Elbtalschiefergebirge eng zusammengerafften tektonischen Elemente finden ihre weitere Fortsetzung in dem im Elbtal nördlich von Tetschen angeschnittenen Schiefergebirge (PIETZSCH 1917, EBERT 1932).

Daraus ergibt sich nach STILLE (1951) „das Bild eines Sichanschiebens der saxothuringischen Faltung an die sich quer vor sie legende ältere Einheit des Lugischen Baues“ (siehe auch Bild 12). Aus dieser südöstlichen Umbiegung der Saxothuringischen Falten in die lugische Richtung resultierte ein zusätzlicher, quer zur erzgebirgischen Längserstreckung wirkender Druck.

Zur SE-NW-Druckrichtung der sudetischen Phase trat demnach während der erzgebirgischen Phase noch eine Druckwirkung in Richtung SW-NE. Diese verursachte innerhalb der paläozoischen Gesteine der Erzgebirgsantiklinalen Stauchungen und Querfaltungen („Querwellung“ im Sinne CLOOS, 1936). Die Folge davon war die mehrmalige sigmoidale Verbiegung der varistischen Hauptachse. Das Erzgebirge erscheint nunmehr als eine „Brachyantiklinale“, deren Hauptachse sich in Richtung NE heraushebt (PIETZSCH 1951). Die alpinotype Phase der varistischen Orogenese war damit im wesentlichen abgeschlossen.

Mit zunehmender Versteifung führte die Zusammenpressung dann weiter zur „Mittelsächsischen Überschiebung“ und Verschuppung des Elbtalschiefergebirges als den ersten größeren Brucherscheinungen. Nach PIETZSCH (1956 a) handelt es sich dabei mehr um eine „Unterschiebung“ des Erzgebirgskristallins unter die Mittelsächsische Masse. Die Bruchbildungen benutzten z. T. die alten kaledonischen (NW-SE) und varistischen (NE-SW) Lineamente, die sich bereits bei den vorangegangenen Faltungen abgezeichnet hatten. Anschließend folgten die „Westlausitzer Störung“ und die Querverwerfungen der Mittelsächsischen Überschiebung, die sich aus der im saxothuringisch-lugischen Grenzgebiet erfolgten Vermischung und Durchdringung der beiden tektonischen Elemente erklären lassen.

Der vorwiegend SE-NW gerichtete Druck führte vor allem im Elbtalschiefergebirge zu größeren Blattverschiebungen („Schleppung der Elbtalzone“, PIETZSCH 1927).

Im Lugikum selbst hat nach STILLE (1951) die varistische Faltung außer an den nördlichen und südlichen Randzonen relativ schwach und teilweise nur in germanotypen Formen gewirkt („Zwittertektonik“).

Intrusion der Granite: Die kuppelförmigen Aufwölbungen des Erzgebirges bildeten die lokalen Voraussetzungen für den noch während der erzgebirgischen Phase beginnenden spätorogenen Plutonismus, der die strukturell kaum noch beeinflussten Granitmassive des Erzgebirges schuf.

An Hand der Granitklüftung ist jedoch die latente Fortdauer der Spannungen noch zu erkennen.

Das Magma intrudierte in die einzelnen antiklinalen Gneisgewölbe von Freiberg, Marienberg und Annaberg. Dabei werden die mechanischen Eigenschaften der jeweiligen Kuppelgewölbe den bevorzugten Aufstieg der Magmen innerhalb derselben begünstigt haben.

Daß die Intrusion evtl. noch unter einer teilweisen Aufbeulung des Daches vor sich ging, zeigen die besonders im Marienberger und Annaberger Revier beobachtbaren sogenannten „schwebenden Trümer“, die nach WATZNAUER (1954) als spitzwinklig schneidende Scherzonen gedeutet werden können. Andererseits zeigen jedoch die oftmals einwandfrei durchgreifende Lagerung des Granits (Nordteil des Niederbobritzschers Massivs!) sowie die vorhandenen und z. T. resorbierten Gneiseinschlüsse, daß die Platznahme des Magmas durch ein mehr oder weniger starkes Übersichbrechen vonstatten gegangen ist.

Der Unterschied zwischen dem tiefen Intrusionsniveau der Granitplutone von Freiberg, Marienberg und Annaberg einerseits und den relativ hoch intrudierten Massiven von Meißen und Eibenstock-Karlovy Vary andererseits ist wahrscheinlich darauf zurückzuführen, daß letztere an die beiden großen Flexurzonen der sogenannten Elb-Sigmoide und der Harz-Sigmoide (KÖLBEL 1954) gebunden sind, die verständlicherweise eine mechanisch noch schwächere Zone bildeten als die normalen Kuppelbildungen der Erzgebirgs-Antiklinalen. Vor allem das Meißener Syenit-Granitmassiv nimmt mit seiner keilartigen Lage innerhalb der Umbiegungszone des saxothuringischen Bogens eine Sonderstellung ein, die sich besonders in seinem gegenüber den anderen erzgebirgischen Plutonen relativ hohen Intrusionsalter (ausgeprägte Paralleltexur!) und in seinem petrochemischen Charakter ausdrückt.

Innerhalb der erzgebirgischen Granite unterscheidet TRÖGER (1929) auf Grund des unterschiedlichen Anorthit-Koeffizienten $\frac{\text{alk}}{\text{al}-\text{alk}}$ zwei verschiedene Reihen, deren Unterschied WATZNAUER (1954) temporal deutet, indem er die ältere Granitreihe gegenüber der jüngeren als Abkömmling einer noch relativ wenig differenzierten Schmelze betrachtet (Differentiation I. Ordnung). Auf Grund der unterschiedlichen geologischen Stellung, des verschiedenen Charakters der zugehörigen Lagerstätten und auch des Gesteinschemismus kann man jedoch innerhalb des Erzgebirges mit drei zeitlich verschiedenen Granitreihen rechnen. Bereits OELSNER (1952a) wies auf die durch ihr Alter und ihre Lagerstättenbildungen

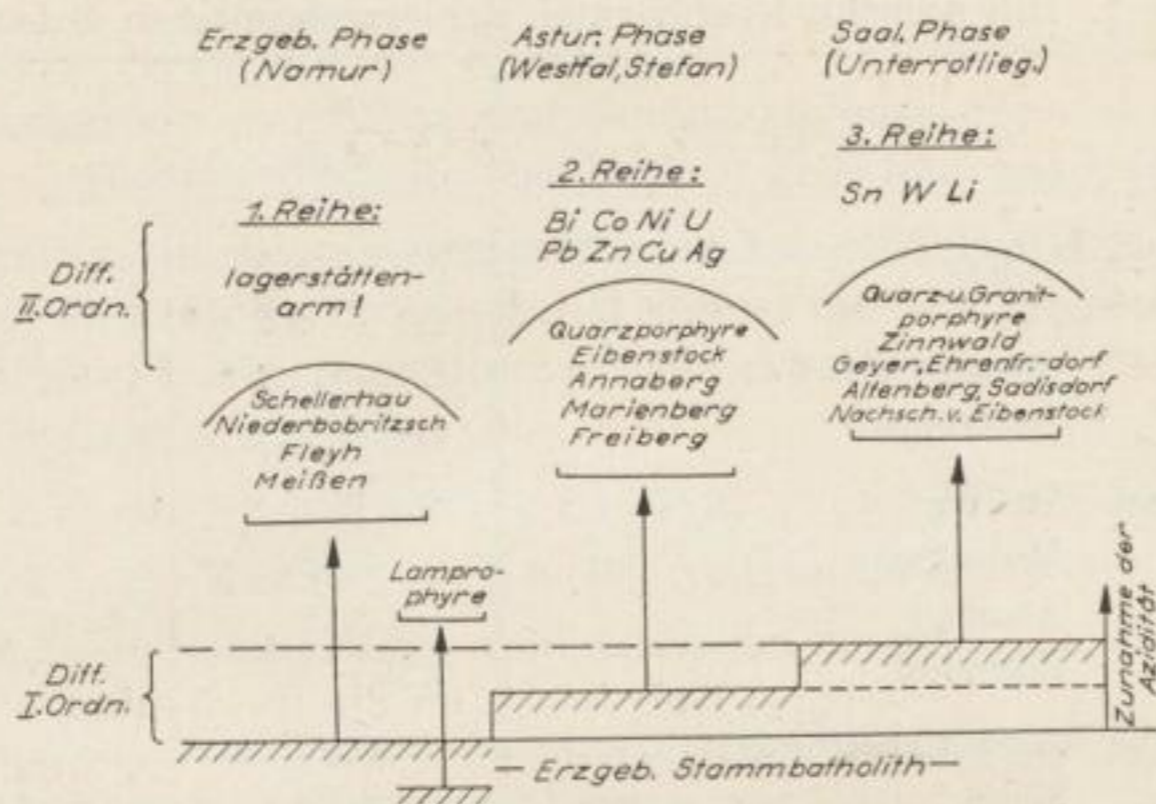


Bild 6. Verlauf der magmatischen Tätigkeit innerhalb des Erzgebirges während der varistischen Orogenese

unterschiedlichen erzgebirgischen Granitmassive hin und stellte drei aufeinanderfolgende Intrusionsreihen fest, die zeitlich im Gefolge der sudetisch-erzgebirgischen, asturischen und saalischen Phase einzuordnen sind. Diese Feststellungen konnten durch die neueren Untersuchungen bestätigt werden.

Für den Verlauf der magmatischen Tätigkeit innerhalb des Erzgebirges während der varistischen Orogenese würde sich dann das in Bild 6 dargestellte Schema ergeben. Aus dem das gesamte Erzgebirge unterteufenden Stammbatholithen zweigen sich drei Intrusionsreihen ab, zwischen denen sich neben ihrer unterschiedlichen geologischen Stellung noch eine Verschiebung des Gesamtchemismus infolge der fortschreitenden Differentiation bemerkbar macht (Differentiation I. Ordnung).

Die Anorthit-Koeffizienten, welche nach TRÖGER (1929) den Differentiationsablauf der erzgebirgischen Tiefengesteine charakterisieren, zeigen innerhalb der drei Granitreihen eine stetige Zunahme (Tabelle 1), eine Tatsache, auf die bereits WATZNAUER (1954) hinwies.

Bei der Ermittlung der Durchschnittswerte wurden auf Grund der außerordentlich großen Schwankungen der Analysenergebnisse (Niggli-Werte nach TRÖGER 1929, TEUSCHER 1935 und WATZNAUER 1954) nur die jeweils niedrigsten Werte verwendet. Bei denselben wird die Übereinstimmung mit dem wahren petrochemischen Charakter des Gesteins am wahrscheinlichsten sein, da sie dem basischeren, noch weitgehend ursprünglichen Teil des Gesteins am ehesten entsprechen.

Die Differentiation I. Ordnung ist weiterhin noch erkenntlich an der Verschiedenartigkeit der zu den jeweiligen Granitreihen gehörenden Lagerstätten. Demnach hat die innerhalb der betreffenden Einzelmassive erfolgte Differentiation II. Ordnung die durch die Differentiation I. Ordnung bedingten primären

3. Reihe =
"jüng. Reihe"
1. Reihe =
"ältere Reihe"

Tabelle 1. Die Anorthit-Koeffizienten der erzgebirgischen Granitreihen

Gestein (Ort)		$\frac{\text{alk}}{\text{al-alk}}$	Durchschnitt
1. Reihe	Meißen	0,97— 8,85	2,14
	Fleyh	2,2 — 3,2	
	Niederbobritzsch	1,0 — 11,4	
	Schellerhau	4,4 — 8,7	
2. Reihe	Freiberg	?	2,62
	Marienberg	2,45	
	Annaberg	3,15	
	Eibenstock	2,26— 8,0	
3. Reihe	Mulda (Quarzporphyr)	2,3	3,87
	Muldenhütten (Quarzporphyr)	4,5	
	Geiersberg (Granitporphyr)	4,8	
	Turmberg (Quarzporphyr)	? — (39,0)	

Unterschiede nicht verwischen können (WATZNAUER 1954), sondern hat sie im Gegenteil noch stärker hervorgehoben.

Während die Granite der 1. Reihe relativ lagerstättenarm sind und nur in den jüngsten Gliedern eine Pb-Zn-Ag-Anreicherung aufweisen, zeigen die Granitdifferentiate der 2. Reihe ein Maximum an Pb, Zn, Cu, Ag und Bi, Co, Ni. Beide Granitreihen umfassen die ehemaligen Granite der „älteren Reihe“. Demgegenüber sind die Granite der 3. Reihe (ehem. „jüngere Reihe“) besonders extrem mit Sn, W und Li angereichert.

Entsprechend der zeitlichen Folge der drei Granitreihen und ihrer Differentiate, ändert sich demnach das Mengenverhältnis der einzelnen Paragenesen zueinander. Andererseits beweisen aber die in den Lagerstättenbezirken des Erzgebirges auftretenden und sowohl in ihrer zeitlichen Reihenfolge als auch in ihrem Mineralinhalt stets gleichen Paragenesen, daß sie alle aus einem gemeinsamen, das gesamte Erzgebirge unterlagernden magmatischen Tiefenkörper (Stambatholith) abzuleiten sind.

Die Lamprophyre sind dann als Abkömmling der durch die Differentiation I. Ordnung entstandenen basischeren Teile des magmatischen Tiefenkörpers zu betrachten (sogenannte „Indikatoren“ der Differentiation I. Ordnung).

In der Zeit vom oberen Namur bis zum Stefan bildeten sich demnach folgende Massive (Granite der ehem. „älteren“ Reihe):

1. Reihe: Granite von Meißen, Fleyh, Niederbobritzsch und Schellerhau (im Westfal schon erodiert!)
2. Reihe: Granite von Freiberg, Marienberg, Annaberg und Eibenstock (Trockenlegung des Westfal C von Zwickau!)

Die Massenachsen dieser Tiefenkörper verlaufen alle annähernd herzynisch (NW-SE).

Nach SPENGLER (1949) war die Abtragung des varistischen Gebirges bis zum Westfal B (Oberkarbon von Flöha und Schönfeld) bzw. Westfal C (Oberkarbon von Zwickau und Brandov) bereits ebenso weit gediehen wie in der Gegenwart.

Die Schiefstellung der varistischen Hauptachse während der erzgebirgischen Phase bewirkte, daß das hochplutonische Niveau der spätrogenen Magmen im Westerzgebirge im Phyllit- bis Glimmerschieferhorizont, im Osterzgebirge dagegen in den Gneisen liegt.

b) Varistische Bruchtektonik (asturische und saalische Phase)

Das Fehlen von stefanischen Ablagerungen innerhalb des Erzgebirgischen Beckens kennzeichnet als **asturische Phase**.

Durch die zunehmende Verfestigung des Gebirges äußerte sich nunmehr die Biegebeanspruchung des saxothuringischen Bogens in ausgedehnten Brucherscheinungen. Dieselben häuften sich vor allem im zentralen Teil des Bogens, wo sie im Gebiet des östlichen Erzgebirges ein auf den alten varistischen und herzynischen Lineamenten fundiertes und auf Grund der zugehörigen Spannungstrajektorien ausgelöstes Netzwerk von Brüchen in SW-NE- und SE-NW-Richtung bildeten. Bereits KOSSMAT (1925) bezeichnete diese Brüche als „Torsionssprünge“, die bei der schiefen Abbiegung der spröden Gebirgsmassen nach SE entstanden sind. Diese Brucherscheinungen gaben den unmittelbaren Anlaß zu dem ausgedehnten Effusivvulkanismus des östlichen Erzgebirges.

Die Verbreitung desselben im engsten Teil des saxothuringischen Bogens beweist die außerordentlich starke Konzentrierung der Magmen in diesem Gebiet. Es ist daher sehr wahrscheinlich, daß die sogenannte „Granitflut“ des Erzgebirges und der damit verbundene außerordentliche Metallreichtum u. a. mit auf diese extreme Biegung der saxothuringischen Zone zurückzuführen sind. Sowohl die starken Stauchungserscheinungen als auch die anschließende intensive Bruchtektonik schufen die tektonisch vorbestimmten Räume, in welche diese langandauernde und reichhaltige Magmenzuwanderung erfolgen konnte.

Die ersten Quarzporphyreffusionen haben wir bereits inmitten des Westfals B und C von Flöha und von Schönfeld-Hermsdorf. Jedoch den Höhepunkt seiner Entwicklung erreichte dieser Vulkanismus erst im Stefan. Dabei öffneten sich wahrscheinlich zunächst die erzgebirgisch streichenden Spalten, von denen besonders die Gänge bei Hetzdorf-Grund und Sayda-Berggießhübel in Erscheinung traten.

Die Spalte von Grund erweiterte sich durch staffelweises Absinken von benachbarten Gebirgsschollen zur Effusionsspinge von Tharandt, wobei z. T. ältere, der Mittelsächsischen Überschiebung bzw. deren Querverwerfungen äquivalente Bruchlinien (NE-Störung des Niederbobritzscher Granits!) mit einbezogen wurden. Zu Beginn der Sedimentation des Unterrotliegenden im Döhlener Becken scheint die Eruption der Porphyre des Tharandter Waldes abgeschlossen zu sein.

OELSNER (1952 a) nimmt an, daß durch die überlagernden Porphyrdecken des Tharandter Waldes eine zusätzliche intensive Vorwärmung des Freiburger Erzgebietes stattgefunden hat, wodurch die Diskrepanz zwischen der relativen Oberflächennähe der Gänge und deren hochthermale Charakter erklärt würde. Die Mächtigkeit der Decken braucht dabei nicht allzu groß zu sein, da schon allein durch die schlechte Wärmeleitfähigkeit derselben eine Verdichtung der Isothermalflächen über dem erzbringenden Freiburger Pluton hervorgerufen werden kann (Bild 2).

Die Gänge des Sayda-Berggießhübler Gangschwarmes verlaufen in der Nähe der Mittelsächsischen Überschiebung infolge ihres jüngeren Alters völlig regellos. Häufig sind sie in Richtung SE sigmoidal verbogen. Sie durchsetzen aber auch stellenweise sowohl die Überschiebungsfläche und den dortigen Turmalingranit als auch die sogenannte Hermsdorfer Scholle. Andererseits sind sie älter als der Schlottwitzer Achatquarzgang. Als Zeit ihrer Intrusion kommt daher vermutlich das Stefan in Betracht.

Nur wenig jünger sind die herzynisch streichenden Quarzporphyrgänge mit ihrem bedeutendsten Vertreter, dem 23 km langen Gang von Freiberg-Frauenstein. Zu ihnen gehören auch der Teplitzer Quarzporphyrgang und die ebenfalls herzynisch bzw. N-S streichenden Granitporphyrgänge. Durch einige Bruchbildungen erfolgten z. T. gewaltige Magmeneffusionen, insbesondere die des Teplitzer Spaltenvulkans, dessen Decken das Westfal B von Schönfeld überlagern.

Die letzten Nachschübe des subsequenten Magmatismus erstarrten nicht mehr porphyrisch, sondern als Tiefengesteine. Es sind dies die erzgebirgischen

Granite der 3. Reihe (ehemalige „jüngere“ Reihe), von denen vor allem die Zinngranite von Zinnwald, Altenberg, Sadisdorf, Geyer und Ehrenfriedersdorf

zu nennen wären.

Diese relativ kleinen Tiefengesteinskörper von „subvulkanischer“ Art sind demnach gebunden an die „vulkanische Assoziation“ (KENNEDY 1938) und im Ablauf derselben nur unter den obigen besonderen Verhältnissen in granitischer Form erstarrt (SCHEUMANN 1924). Diese erzgebirgischen Granite der 3. Reihe zeigen gegenüber den Graniten der 1. und 2. Reihe eine stärkere Zunahme der Azidität und der leichtflüchtigen Bestandteile (Differentiation I. Ordnung).

Die **saalische Orogenese** war in Sachsen stärker als die asturische. Es bildeten sich vor allem die großen, bis ins Unterrotliegende reichenden NW-Störungen des Erzgebirges, die infolge der zunehmenden Erstarrung bzw. auch Erschöpfung der Tiefenbezirke nicht mehr zum Aufstieg von Magma dienten. Gut aufgeschlossen sind sie vor allem im Zwickauer Becken (Plutoschacht-Verwerfung, Rödlitzer Sprung, Oberhohndorfer Hauptverwerfung), im Döhlener Becken und am Becken von Brandov sowie in vielen NW-SE-Verwerfungen innerhalb der kristallinen Schiefer (Ascher Spalte, Roter Kamm, Schlottwitzer Achatgang u. a.).

Außer diesen vorwiegend herzynisch streichenden Querstörungen treten auch Verwerfungen in NNE-SSW- oder E-W-Richtung auf (Hohenstein-Ernstthaler

Bergakademie
-Bücher-
Sa.

Tabelle 2

Geologische Formationen		Stratigraphie	Hauptspannungsrichtung	Tektonik	Intrusionen	Gangfolge
Oberrotlieg.			Saalische			SnW-Form.
Unterrotlieg.		Beginn der Sedimentat. im Döhlener Becken	Phase (NW-SE)	Gangtektonik infolge Volumenkontraktion des Freiburger Granits Fiederspaltanlage	3. Reihe Zinnwald Geyer, Ehrenfriedersdorf Altenberg, Sadisdorf Nachschübe von Eibenstock u. Kirchberg	fb _a und BiCoNi-Form. kb-eba-eb-Form.
Oberkarbon	C			Freiburger Schersystem Spalten in NNE-SSW und E-W Rotation des varist. Schersystems Spaltenöffnung in herzyn. Richtung Spaltenöffnung in erzgeb. Richtung Schersystem der Quarzporphyrgänge	2. Reihe Kirchberg, Bergen Eibenstock (Hauptintrusion) Annaberg Marienberg Freiberg	Granitporphyre, Teplitzer Quarzporphyr, Freiberg-Frauensteiner Quarzporphyrgang, Sayda-Berggießhübler Gangschw., Tharandter Deckenporph.
	Stefan B	Hebung des Erzgeb. Beckens (keine Ablag.)	Asturische			
	A					
	Westfal	D Ablag. v. Zwickau-Oelsnitz C Ablag. von Brandov und Schönfeld B A Ablag. von Flöha	Phase (NE-SW; NW-SE)	Bruchtektonik infolge der Biegebeanspruchung im saxothuring Bg.		eq-Formation Lamprophyre v. Freiberg Quarzporph. v. Schönfeld-Hermsdorf und Flöha
	Namur	C B A keine Ablagerungen	Erzgeb. Ph. (NW-SE; NE-SW)	Westlausitzer Störg., Querstörg. der Mittelsächsischen Überschiebung Mittelsächsische Überschiebung Verstärkung der Kuppelanlage Varist. Querwellung	1. Reihe Schellerhau Niederbobritzsch Flejh Meißen	
Unterkarbon	Visé	Ablag. von Hainichen-Franken-berg-Chemnitz (Erzgeb. Mulde)	Sudet. Ph. (NW-SE)	Großsattelbau Varist. Hauptfaltung		
	Tournai		Bretonische Phase	Beginn der Konsolidierung des Saxothuringikums unter Einbeziehung prävarist. Restgebiete (Gneise) sowie des Lagikums		
Devon		Geosynklinebildung	Kaledon. Orog. (NE-SW)	Konsolidierung des Lagikums unter Einbeziehung assyntischer Restgebiete	Varist. Initialvulkanismus	
Gotlandium		Scheidung der stratigraph. Entwicklung östlich und westlich der Elbe!	nur östlich der Elbe			

Tektonische Verhältnisse

Längsverwerfung). Ältere Äquivalente dieser beiden Störungsrichtungen kommen bereits als Scherkluftbildungen innerhalb des Freiburger Lagerstättenbezirkes vor.

Die im Verlauf des Unterrotliegenden eintretende endgültige Erstarrung der erzgebirgischen Granite (2. Reihe) führte in deren hangenden Zonen infolge Spannungsausgleichs zu ausgedehnten *Ganglagerstätten*, die in ihrer Bildung fast alle tektonisch von den alten varistischen Störungslinien beeinflusst wurden und damit zeitlich vorwiegend in das Unterrotliegende zu setzen sind.

Zusammenfassend wurde in Tabelle 2 versucht, die wesentlichsten Punkte des stratigraphischen, tektonischen und magmatischen Geschehens während der varistischen Orogenese, besonders im Gebiet des östlichen Erzgebirges, in ihrer zeitlichen Abfolge darzustellen.

III. LAGERSTÄTTENKUNDLICHE ÜBERSICHT

Die nachstehenden Ausführungen geben einen kurzen Einblick in die Entwicklung der verschiedenen Auffassungen von der Mineralführung der Freiburger Erzgänge.

a) Klassische Periode

(A. G. WERNER – H. MÜLLER)

Abgesehen von den Aufzeichnungen in den Archiven des Bergamtes und späteren Oberbergamtes zu Freiberg, gaben erst nach rund 600jähriger Betriebszeit (um 1168 Gründung des Freiburger Bergbaus) v. CHARPENTIER (1778) und vor allem A. G. WERNER (1791) eine umfassende Darstellung der paragenetischen Verhältnisse auf den damals bekannten Freiburger Erzgängen. Besonders WERNER brachte in seiner „Neuen Theorie von der Entstehung der Gänge“ eine eingehende Beschreibung der Mineralführung auf den Freiburger Gängen, die, von gewissen Umänderungen und Ergänzungen abgesehen, sich bis heute noch als voll gültig erwies. Er unterschied im damaligen Freiburger Erzrevier acht „Gangerzformationen“ bzw. „Gangerzniederlagen“, welche sich durch eine charakteristische Mineralführung und z. T. auch durch ein ganz bestimmtes zugehöriges Gangstreichen auszeichneten.³

1. *Silberhaltige Blei-Niederlage*: vorwiegendes Auftreten auf Stehenden Gängen im eigentlichen Freiburger Kernrevier
Hauptmin.: Quarz, Zinkblende, Arsenkies; Pyrit und Leberkies, Bleiglanz
Entspricht der heutigen normalen *kb*-Formation.
2. *Silber- und Bleiniederlage*: vorwiegend auf Stehenden, Flachen und Morgengängen im Revier Brand südlich von Freiberg
Hauptmin.: Braunspäte, Quarz; Zinkblende, Pyrit, Bleiglanz (silberreich), Rotgültigerz, Weißgültigerz, Sprödglasserz
Entspricht der heutigen *eb*-Formation.

³ Im erzgebirgischen Bergbau führen nach ihrer Streichrichtung die Erzgänge folgende Bezeichnungen:

- | | |
|--------------------------|---------------------------|
| a) N 0°–45° Stehendgänge | c) N 90°–135° Spatgänge |
| b) N 45°–90° Morgengänge | d) N 135°–180° Flachgänge |

3. *Silberarme Bleiniederlage*: nur auf Stehenden Gängen im Freiburger Kernrevier
Hauptmin.: Quarz, Chlorit; Pyrit, Bleiglanz (silberarm)
Entspricht der kiesreichen Abfolge innerhalb der *kb*-Formation
4. *Silberarme Blei-Niederlage*: fast nur auf Spatgängen, vorwiegend im Revier Halsbrücke nordwestlich von Freiberg
Hauptmin.: Schwerspat, Flußspat, in Hornstein übergehender Quarz; Bleiglanz (grob- und feinkörnig), silberreiches Fahlerz
Entspricht der heutigen *fb*a-Formation.
5. *Ged. Silber-Glaserz-Glanz kobalt-Niederlage*: meist auf Kreuzen der Stehend- und Spatgänge
Hauptmin.: Schwerspat, violetter Flußspat; Ged. Silber, Glaserz, Glanzkobalt
Entspricht der heutigen arsenidischen Abfolge innerhalb der Formation der Edlen Geschicke (BiCoNi).
6. *Ged. Arsen-Rotgültigerz-Niederlage*: auf Gangkreuzen wie unter 5.
Hauptmin.: Kalkspat, Schwerspat, Flußspat; Ged. Arsen, liches Rotgültigerz, ged. Silber
Entspricht der heutigen karbonatischen Abfolge innerhalb der Formation der Edlen Geschicke.
7. *Roteisenstein-Niederlage*: auf verschiedenen Gängen innerhalb der Reviere Freiberg und Brand
Hauptmin.: Quarz, Schwerspat; Roteisenstein
Entspricht der heutigen *eba*-Formation.
8. *Kupfer-Niederlage*: auf einigen Gängen im Freiburger Revier
Hauptmin.: Kupferkies, Kupfergrün, Malachit, Eisenocker
Entspricht wahrscheinlich der Oxydationszone von kupferführenden Gängen der *kb*-Formation.

Weiterhin beschreibt WERNER noch sogenannte weniger ausgezeichnete Gang-
erzniederlagen, von denen lediglich zu nennen wäre die

Rotgültigerz-Spiesglas-Niederlage: auf Gängen im Raum von Kleinvoigtsberg
und Bräunsdorf nördlich von Freiberg
Hauptmin.: Quarz (hornsteinartig); dunkles Rotgültigerz, Grau-Spiesglaserz
Entspricht der heutigen *eq*-Formation.

Hinsichtlich der Genese der Freiburger Ganglagerstätten wurde die von WERNER vertretene Deszendenztheorie vor allem auf Grund der Arbeiten von BEUST (1840), BISCHOF (1844), FOURNET (1846), v. WEISSENBACH (1850) u. a. m. durch die neuere Auffassung von der azendenten Entstehung der Erzgänge abgelöst.

Die WERNERSCHEN Gangformationen mit ihren charakteristischen Mineralvergesellschaftungen blieben jedoch im wesentlichen bestehen. Sie wurden durch die Beiträge von HERDER (1838), FREIESLEBEN (1843/44) und BREITHAUPT (1849) verbessert und ergänzt. Besonders dieser übte durch seine exakteren Definitionen hinsichtlich der Mineralparagenesen auf die Lagerstättenkunde Freibergs einen nachhaltigen Einfluß aus. Alle diese Arbeiten und die weiterhin in der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts noch folgenden fanden einen gewissen Abschluß in der Monographie von H. MÜLLER (1901) über „Die Erzgänge des Freiburger Bergreviers“. Die bis dahin gewonnenen wissenschaftlichen Ergebnisse und seine eigenen jahrzehntelang in den Freiburger Revieren gesammelten Beobachtungen und Erfahrungen faßte er in dieser ausgezeichneten Ar-

beit, die z. T. bis in die Gegenwart noch als das grundlegende Werk über die Lagerstätten Freibergs angesehen wird, zusammen. Ergänzt wurde dieselbe durch eine Gangkarte vom gesamten Erzrevier, auf der vor allem die Unterschiede der Gänge in ihrer Mineralisation klar herausgestellt sind.

b) Neuere Anschauungen

(R. BECK – O. OELSNER)

Durch die Arbeiten von BECK (1909), der u. a. sein Augenmerk auf die Frage der Gangspaltenentstehung und der Gangstrukturen richtete, gewann die Freiburger Lagerstättenforschung eine neue Richtung. Die Beiträge von SCHUMACHER (1933 und 1936) machten die genetische Einheit der Freiburger Erzlagerstätten und ihre Zugehörigkeit zum varistischen Eruptionszyklus des Erzgebirges und damit zur erzgebirgischen Metallprovinz noch einmal deutlich.

Die Beziehungen der Freiburger Mineralparagenesen untereinander und das Verhalten der Erzgangspalten gegenüber den in ihrer Altersstellung annähernd bekannten Lamprophyr- und Quarzporphyrgängen im Freiburger Raum ermöglichen eine genauere altersmäßige Einreihung der Gangerzformationen in den Zeitplan der varistischen Orogenese (Tabelle 2).

Nach den Arbeiten von MÜLLER (1901) und neuerdings von OELSNER (1952 a, c) werden nunmehr folgende Erzformationen unterschieden (angeordnet in relativer Altersfolge):

1. *Edle Quarzformation (eq)*
Mineralfolge: Quarz, Zinnstein, Arsenkies, Pyrit, eisenreiche Zinkblende, Bleiglanz, Karbonspäte, Tetraedrit, Jamesonit, Berthierit, Antimonit, Miargyrit, Pyrargyrit, Stephanit, Polybasit, Argentit, ged. Silber (ZIMMER 1936).
2. *Kiesig-blendige Bleierzformation (kb)*
Mineralfolge: Quarz, Zinnstein, Arsenkies, Magnetkies, Pyrit, eisenreiche Zinkblende, Zinnkies, Kupferkies, Fahlerz, Bleiglanz (OELSNER 1930).
3. *Roteisen-Baryt-Formation (eba)*
Mineralfolge: Hornstein und Baryt mit Roteisen, Flußspat, Uranpechblende, Hämatit.
4. *Edle Braunspatformation (eb)*
Mineralfolge: Karbonspäte, Pyrit, verglaste Zinkblende, Bleiglanz, Tetraedrit, Pyrargyrit, Jamesonit, Stephanit, Polybasit, Argentit, ged. Silber.
5. *Fluorbarytische Bleierzformation (fba)*
Mineralfolge: Hornsteinartiger Quarz, Baryt, Flußspat, Fahlerze, Kupferkies, Bleiglanz, eisenarme Zinkblende, Pyrit und Markasit.
6. *Formation der Edlen Geschicke (BiCoNi)*
Mineralfolge: Quarz, Baryt, Speiskobalt-Chloanthit, Rotnickelkies, Rammelsbergit, ged. Arsen, Karbonspäte, Proustit, Pyrargyrit, Argentit, ged. Silber.

Da die Gänge der Edlen Quarzformation älter sind als die Quarzporphyre des Stefans, ist es sehr wahrscheinlich, daß die in sich abgeschlossenen kata- bis epithermalen Paragenesen dieser Formation einem Äquivalent des Niederbobritzscher Granits zuzuschreiben sind, während die Absätze der jüngeren Formationen als Differentiationsprodukte des Freiburger Plutons in das Unterrotliegende gesetzt werden können.

Mit den paragenetischen Untersuchungen von OELSNER (1930) an der kiesigblendigen Bleierzformation (*kb*) begann die erste eingehendere erzmikroskopische Bearbeitung innerhalb des Lagerstättenbezirkes, die mit den Untersuchungen von ZIMMER (1936) an der Edlen Quarzformation (*eq*) und von TISCHENDORF (1955) an der fluorbarytischen Bleierzformation (*fba*) ihre Fortsetzung fand.

Unterstützt und ergänzt wurden die neueren Untersuchungen noch durch die geochemischen Arbeiten über die Gehalte von verschiedenen Spurenelementen in bestimmten Mineralien aus den Freiburger Paragenesen. Zu erwähnen wären hierbei vor allem die Bearbeitungen von LEUTWEIN-HERRMANN (1954), NITZSCHE (1954) und TÖLLE (1955). Sie erbrachten z. T. interessante Ergebnisse, auf die im Rahmen der vorliegenden Arbeit später noch näher eingegangen werden soll.

B. TEKTONIK

I. DAS GANGSYSTEM

Die tektonische Analyse des Freiburger Gangsystems hatte vor allem folgende Kernfragen zu beantworten:

1. Sind in der Anlage der Erzgänge Symmetriebeziehungen bzw. irgendwelche andere Gesetzmäßigkeiten festzustellen und
2. läßt sich zwischen der Bildung der Gangspalten und dem varistischen Bauplan ein Zusammenhang nachweisen.

Beide Fragen können, wie im Folgenden noch näher begründet werden soll, bejahend beantwortet werden.

Da die Gangtektonik demnach im Rahmen der bereits oben dargelegten geologisch-tektonischen Bauformen des Erzgebirges betrachtet werden kann, sollen zunächst die tektonischen Gegebenheiten und ihre Auswirkungen innerhalb des Freiburger Erzbezirkes noch etwas näher untersucht werden.

a) Die tektonischen Bauelemente

Der Freiburger Erzbezirk wird im wesentlichen bestimmt durch drei tektonische Bauelemente: die „Gneiskuppel“, das Granitmassiv und die Bruchformen der Gesteins- und Erzgänge. Sie bilden den Rahmen bzw. die Voraussetzung der Freiburger Erzlagerstätte.

1. Die Freiburger „Gneiskuppel“ stellt die östlichste Aufwölbung der erzgebirgischen Brachyantiklinale dar. Die Freiburger Erzgänge setzen vorwiegend innerhalb des westlichen Teiles der „Kuppel“ in den Graugneisen der Kernzone auf (Bild 1).

Die in den Randzonen der Freiburger Gneiskuppel vorhandenen stark emporgefalteten Gesteinspartien mit ihrer deutlichen NE-Vergenz (Bilder 2 und 3) bilden mit der wahrscheinlich damit zusammenhängenden ersten Primitivanlage der Gneistextur das vermutlich älteste erkennbare tektonische Element des Untersuchungsgebietes. Bewegungen in der eigentlichen varistischen Richtung SE-NW spielten innerhalb dieses Verformungsplanes noch eine untergeordnete Rolle.

Eine genaue zeitliche Festlegung dieser Verfaltung und Vergneisung konnte bisher noch nicht gegeben werden. Nach PIETZSCH (1951) soll sie ihren Höhepunkt und Abschluß in der sudetischen Phase gefunden haben. Doch bereits SCHOLTZ (1930) und neuerdings v. GAERTNER (1951), KODYM (1955) und auch PIETZSCH (1956 b) weisen auf die Möglichkeit eines prävaristischen, höchstwahrscheinlich assyntischen Alters der erzgebirgischen Gneise hin. Danach würde in Analogie zum Kristallin des Moldanubicums und des Schwarzwaldes das Gneisgrundgebirge von der varistischen Tektonik bereits vorgefunden worden sein. Varistische Durchbewegungen selbst fanden dann vorwiegend nur in den Gesteinsserien von den Glimmerschiefern und Phylliten aufwärts statt, d. h. besonders in den nordwestlich bzw. nordöstlich angrenzenden Gebieten des erzgebirgischen Beckens und des Elbtalschiefergebirges.

Auf die gegen Ende der sudetischen Phase einsetzende Biegung des Saxothuringikums werden die Gneise zunächst als starrer Block gewirkt haben. Die an der Biegung teilnehmenden Gesteine wurden, wie die intensiv durchbewegten Grenzschichten gegen das Kristallin beweisen, während der anschließenden erzgebirgischen Phase auf die Gneise relativ aufgeschoben (Mittelsächs. Überschiebung; nach PIETZSCH, 1956 a, handelt es sich hierbei mehr um eine Unterschiebung!). Sowohl nach NW (Erzgeb. Becken) als auch nach NE (Elbtalschiefergebirge) steht der Gneis in einem tektonischen Kontakt mit der Phyllitzone und dem Altpaläozoikum.

Inwieweit bei der varistischen Durchbewegung eine Umarbeitung der Gneistextur erfolgte, ist Thema einer eingehenden petrographischen und gefügekundlichen Untersuchung und überschreitet den Rahmen dieser lagerstättenkundlichen Arbeit.

Zur Feststellung eines evtl. varistischen Formungsplanes im Gefüge des Gneises wurden an guten Über- und Untertageaufschlüssen innerhalb des Lagerstättenbezirkes, z. T. unter Verwendung der tektonischen Daten von MÜLLER (1901), die meist deutlich ausgeprägten Schieferungsflächen (s-Pole) eingemessen. Um eine Überbetonung in der Häufigkeit einzelner Daten zu vermeiden, wurde hierbei eine homogene Verteilung der gemessenen Aufschlüsse angestrebt.

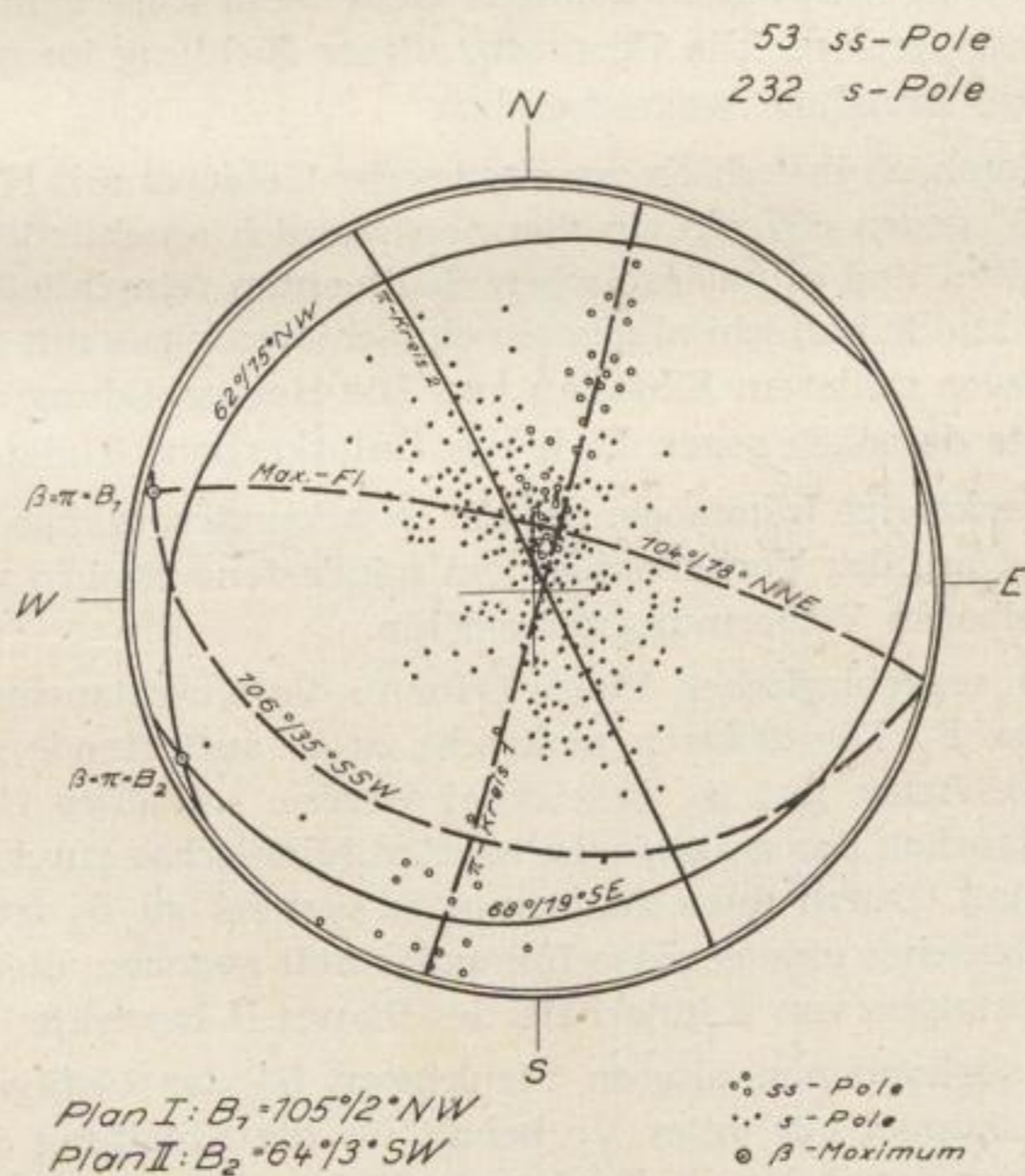


Bild 7. Schichtung und Schieferung des Nebengesteins der Freiburger Erzgänge
Diagramm 1

Die bisher nur im Süden des Lagerstättenbezirkes aufgeschlossenen Schichtflächen (ss-Pole), denen eine deutliche Faltungssachse B entspricht, wurden ebenfalls mit aufgenommen.

Die gefügekundliche Darstellung der Meßergebnisse im Bild 7 lassen folgende Verhältnisse erkennen:

Den ss-Polen entsprechen zwei Maximumflächen mit einem Streichen und Fallen von $104^\circ/78^\circ$ NNE und $106^\circ/35^\circ$ SSW. Die zugehörigen β -Faltenachsen erstrecken sich in Richtung $105^\circ/2^\circ$ NW (Pol π des π -Kreises 1) und kennzeichnen damit den Verlauf des Verformungsplanes. Die antivaristische Richtung desselben kennzeichnet ihn als eine sehr alte, auf alle Fälle prävaristische Anlage. Er soll daher als Plan I (B_1) bezeichnet werden.

Die s-Pole der Schieferung ordnen sich einem nicht ganz vollständigen Großkreis (Teilgürtel) ein und können daher zur Konstruktion eines zweiten π -Kreises benutzt werden. Der π -Pol entspricht einem Maximum von β . Das stark streuende Polmaximum im Zentrum von Bild 7 entsteht durch die großen Gebiete mit flachfallendem s im Inneren der Gneiskuppel.

Es ist anzunehmen, daß die relativ stark streuenden Häufungen von β (Streubereich von 40° bis 85°) mit einem Maximum in Richtung $64^\circ/3^\circ$ SW (= Pol π des π -Kreises 2) dem varistischen Verformungsplan, der hier mit Plan II bezeichnet werden soll, entsprechen könnten. Dem π -Pol wäre dann die varistische Hauptachse B_2 zuzuordnen. Die Persistenz dieser Richtung im gesamten Erzgebirge macht diese Annahme wahrscheinlich.

B_2 streicht demnach innerhalb des Freiburger Gebietes mit N 64° und taucht sehr flach mit 3° gegen SW ein. In den nordwestlich anschließenden Glimmerschiefern, Phylliten und altpaläozoischen Sedimenten (einschließlich Kulm) der Erzgebirgischen Mulde herrscht allgemein ein Schieferungs- s mit analogem Streichen nur mit etwas steilerem Einfallen vor. Die Herausbildung des varistischen Planes II erfolgte demnach gegen Ende des Unterkarbons (sudet. Phase).

Diese stockwerkartige Inhomogenität der Bewegungsvorgänge (assynthetisch und varistisch) deutet auf das Vorherrschen von mindestens zwei in vertikaler Richtung unterscheidbaren Verformungsplänen hin.

Während der erzgebirgischen Phase erfolgte die Querstauchung der varistischen Hauptachse B_2 . Die dadurch senkrecht zu B_2 auftretende „Querwellung“, deren zugehörige Achse mit B_2' bezeichnet werden soll (Typ $B \perp B'$), hat das wechselnde Eintauchen der erzgebirgischen Antiklinalachse zur Folge (\rightarrow erzgeb. Brachyantiklinale!). Durch diese Stauchungen parallel zu B_2 ist innerhalb des Untersuchungsbereiches eine gewisse Inhomogenität gegeben, die wahrscheinlich die starken Streuungen von β innerhalb des Planes II bewirkte.

Infolge der vorhandenen älteren Strukturen ist das Gefügediagramm der Freiburger Gneiskuppel nur unter Vorbehalt für die Ableitung des varistischen Potentialfeldes und damit für die Freiburger Spaltentektonik zu verwenden.

Jüngere, einwandfrei varistische Elemente sind jedoch in den erzgebirgisch streichenden Antiklinal- und Synklinalzonen des Saxothuringikums (= B_2) und

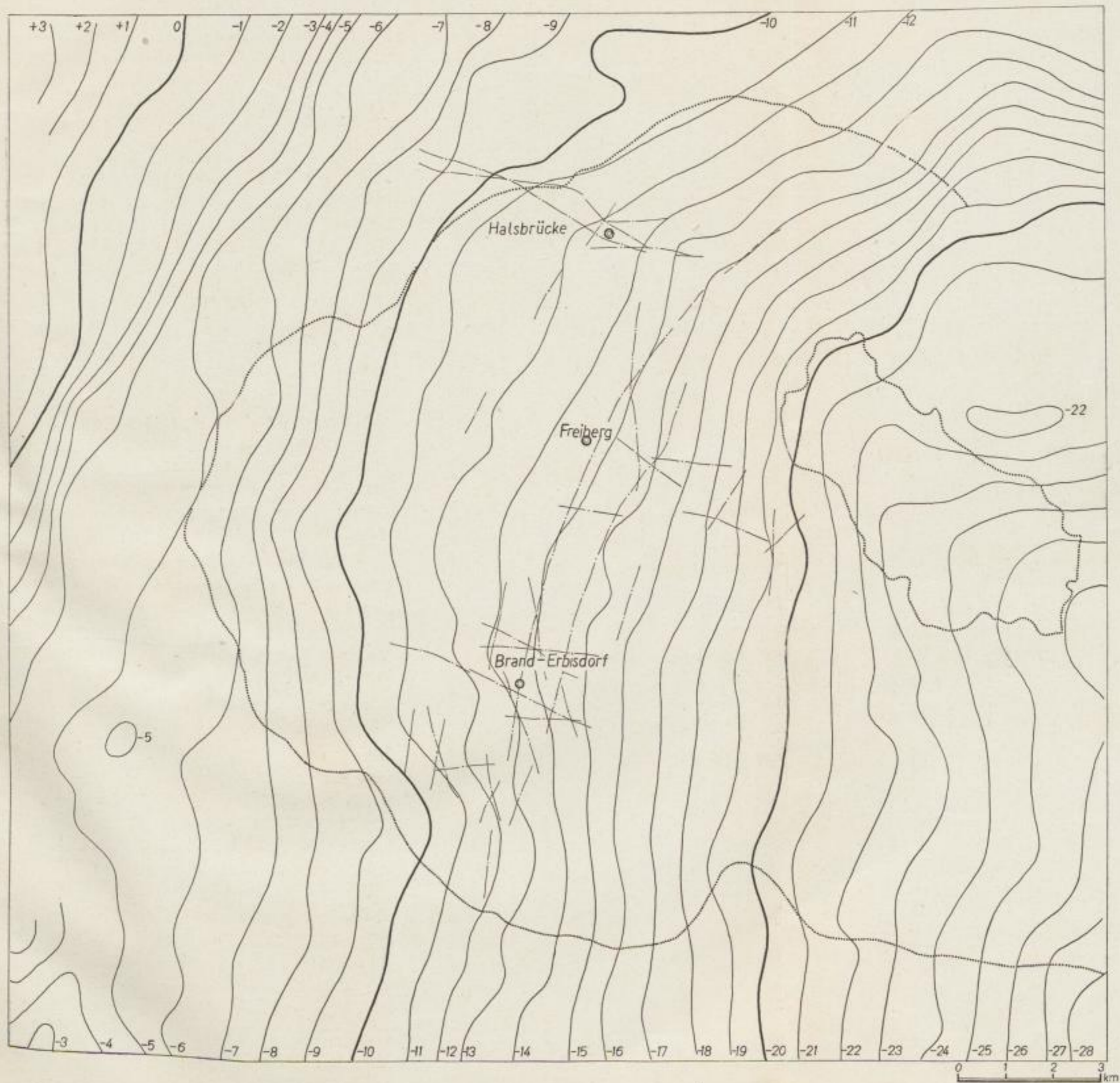


Bild 8a. Karte der Schwereanomalien. Werte $\Delta g''$ (mgal) (nach Unterlagen des VEB Geophysik)

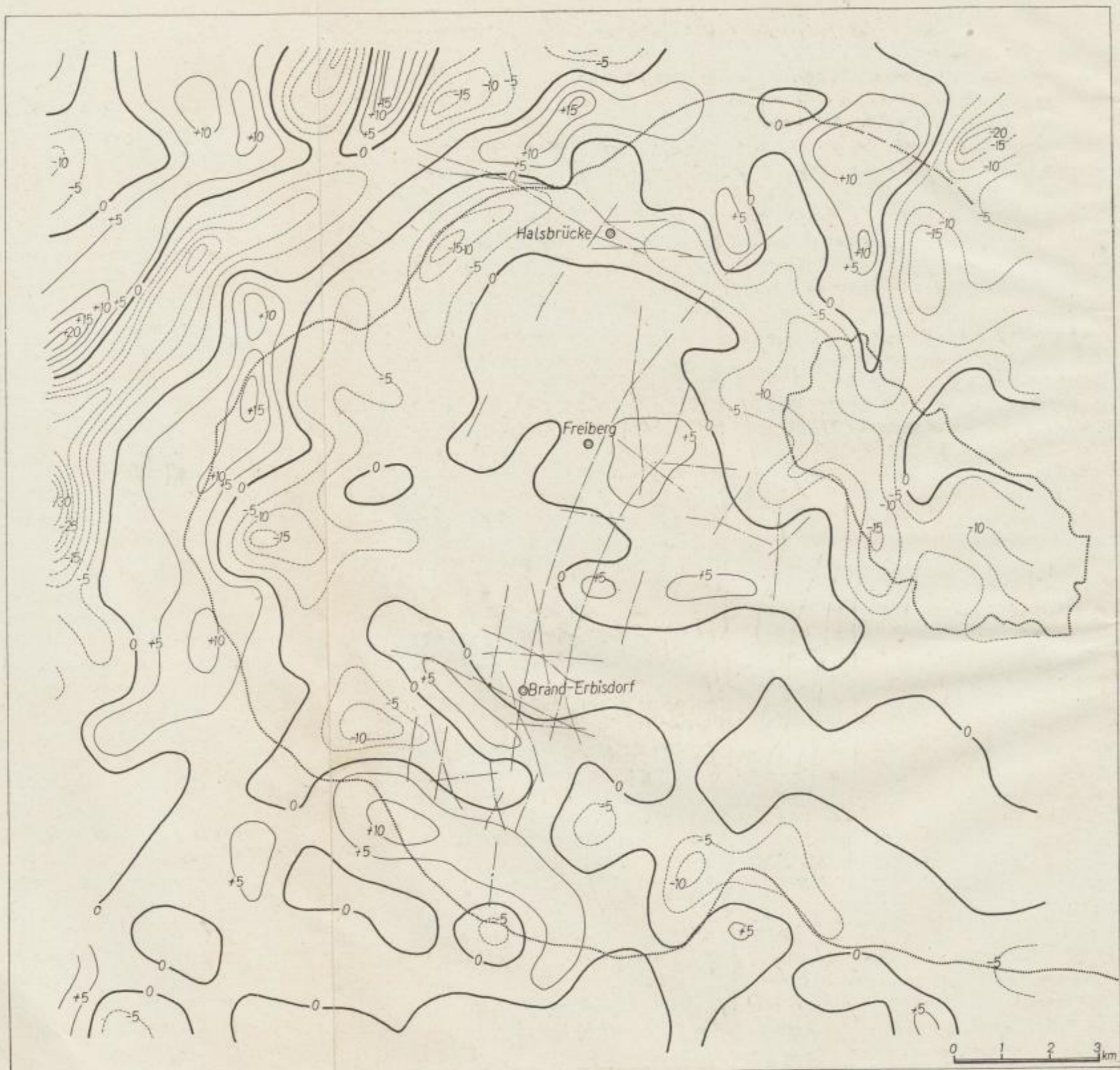


Bild 8b. Karte der 2. Schwereableitung $\frac{\delta^2 g}{\delta z^2}$ (nach Unterlagen des VEB Geophysik)

Bergakademie
-Bücherei-
Freiberg i. Sa.

in der weiter unten noch näher zu betrachtenden Klüftung der varistischen Granite (= B_2') vorhanden.

Die jüngeren varistischen Phasen (asturische und saalische Phase) änderten am Gneisgefüge nichts mehr. Die varistische Tektonik hat sich hier vorwiegend in rein mechanischer Verformung ausgewirkt.

Die durch die Gneisschieferung für die Freiburger Erzgänge geschaffene Anisotropie des Nebengesteins blieb jedoch auf die spätere Ausbildung derselben nicht ohne wesentlichen Einfluß.

2. *Die Granitintrusionen* und ihre Verfestigung zu einem Massiv bilden mit allen üblichen Folgeerscheinungen innerhalb des Freiburger Raumes ein weiteres wichtiges Bauelement. Ihre Bedeutung für die Bildung der Freiburger Erzlagerstätten erfordert eine etwas nähere Erwähnung, obwohl bei dem noch nicht aufgeschlossenen Freiburger Pluton dieses Vorhaben etwas erschwert ist. Jedoch in Form seiner ausgedehnten und zumal in jüngerer Zeit gut aufgeschlossenen und untersuchten Lagerstätten haben wir Kriterien vor uns, die in Analogie zu anderen Vorkommen eine gewisse Beurteilung desselben gestatten.

Bereits in der geologischen Einführung wurde darauf hingewiesen, daß vor allem die mechanischen Eigenschaften der kuppelförmigen Aufwölbung die lokale Voraussetzung für einen Magmenaufstieg bildeten. Durch die Intrusion erfolgte dann z. T. noch eine weitere Aufbeulung der Gneiskuppel. Im Zusammenhang mit einer eventuellen weiteren Aufbeulung durch den Freiburger Granitpluton deuten PIETZSCH (1954) und WATZNAUER (1954) den von SCHRÖCKE (1953) beschriebenen „Konglomeratgneis“ als Mylonitzone und damit als ein Äquivalent der als Scherklüfte erkannten „schwebenden Trümer“ des Annaberger und Marienberger Reviers. Auch das umlaufende Streichen des Gneises um den heutigen Anschnitt des Niederbobritzscher Granits mit einer teilweisen Versteilung des Einfallens bis zu 80° sowie die Ausbildung einer kleineren „parasitären“ Nebenkuppel südwestlich davon (Freiburger Pluton?) deuten auf eine gewisse aktive Aufbeulung innerhalb der größeren Kuppel hin.

Von den drei Granitreihen des Erzgebirges intrudierte im engeren Freiburger Bereich zunächst der *Niederbobritzscher Granit* als Vertreter der 1. Reihe. Zeitmäßig erfolgte seine Intrusion im Anschluß an die erzgebirgische Phase (oberes Namur). Die Erosion hatte bereits im Westfal B geringe Teile der obersten Kuppe angeschnitten, der eigentliche Kerngranit ist jedoch, wie RÜSLER (1951) zeigen konnte, noch nicht aufgeschlossen.

Infolge des im Zeitpunkt seiner Intrusion noch wenig differenzierten Stammmagmas ist er wie alle Granite der 1. Reihe als relativ lagerstättenarm anzusehen. Wie DONATH (in OELSNER 1952 a) vermutet, sind wahrscheinlich ihm bzw. einem seiner Äquivalente die kranzförmig um den Freiburger zentralen Lagerstättenbezirk angeordneten Gänge der „Edlen Quarzformation“ zuzuschreiben (Differentiation II. Ordnung!). Diese nehmen gegenüber den Gängen des Freiburger Zentralreviers eine einwandfrei ältere und selbständige Stellung ein.

Der *Freiburger Pluton* ist geophysikalisch durch die Schwermessungen von HERTWIG als ein ausgedehnter annähernd NW-SE streichender Tiefenkörper lokalisiert worden (Bild 8a).

420 1954
10.11.1954
F. RÜSLER

Die zweite Ableitung der Schwerewerte (Bild 8b) läßt ein Minimum in herzynischer Richtung (südwestlich von Freiberg) parallel zum Niederbobritzcher Massiv erkennen, das auf eine lokale Kuppelbildung des Freiburger Plutons hindeutet (Bild 2). Außerdem ist im Raum von Halsbrücke noch ein weiteres Minimum in annähernd erzgebirgischer Richtung festzustellen.

Der allgemeine NW-SE-Verlauf des Granitmassivs wird weiterhin durch die von EBERT (1932) festgestellten älteren Graniteinschlüsse in den tertiären Effusivgesteinen von Nordböhmen bestätigt.

Als Vertreter der 2. Granitreihe erfolgte die Intrusion des Freiburger Plutons wahrscheinlich nach Abschluß der erzgebirgischen Phase, d. h. im Westfal bis Stefan. Durch die bereits weiter vorgeschrittene Differentiation I. Ordnung zeigte derselbe eine etwas veränderte chemische Zusammensetzung, die sich vor allem im Charakter seiner Lagerstätten dokumentiert. Auf Grund der weiter unten näher erläuterten paragenetischen Verhältnisse derselben kann in voller Übereinstimmung mit den Untersuchungen von OELSNER (1952 a) die Hauptintrusion der 2. Granitreihe in die asturische Phase gestellt werden. Da bereits im Westfal B die Erosion im Raum von Freiberg bis zur heutigen Landoberfläche erfolgt war, würde sich für eine spätere Intrusion des ausgedehnten Granitmassivs eine unwahrscheinlich große Oberflächennähe ergeben.

Sowohl der Niederbobritzcher Granit als auch mit hoher Wahrscheinlichkeit der Freiburger Tiefenkörper zeigen analog den Granitmassiven von Meißen, Schellerhau, Annaberg und Eibenstock-Karlovy Vary eine NW-SE-Erstreckung.

Die gestaltlichen Achsen (Massenachsen) der Intrusionskörper fallen demnach ungefähr mit der B_2' -Achse zusammen, d. h., sie stimmen mit dem Formungsplan der erzgebirgischen Phase ($B_2' \perp B_2$) überein. Dasselbe wird bestätigt durch die Klüftung der Granite. Da sich in der Anordnung der Granitklüftung die tektonische Druckrichtung nachweisen läßt, kann daraus das zur Zeit der Intrusion herrschende Potentialfeld abgeleitet werden. Im Freiburger Gebiet herrschte demnach während der Intrusion des Niederbobritzcher Granits, entsprechend seiner Q-Klüftung (= ac-Klüfte $\perp B_2'$), eine annähernd horizontale Druckwirkung in Richtung SW-NE vor (Bild 9).

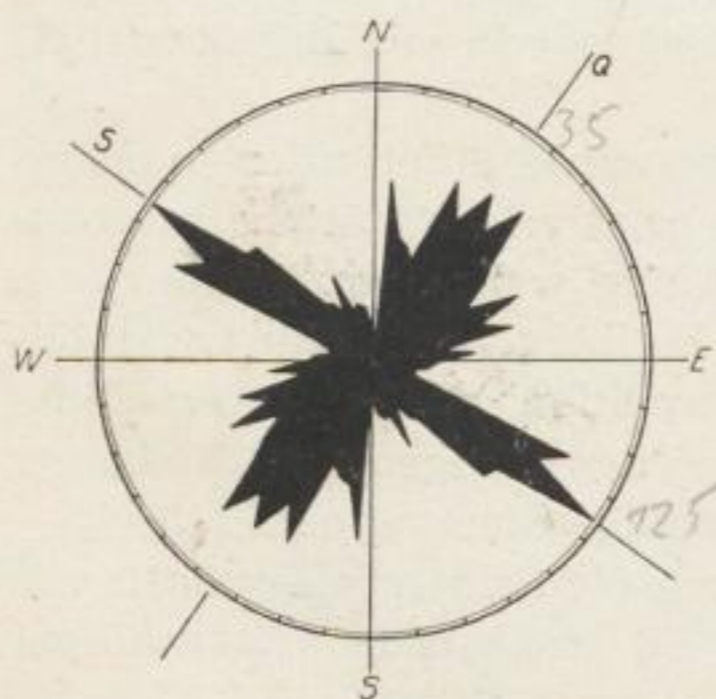


Bild 9

Klüftung des Niederbobritzcher Granits (zusammengestellt nach RÖSLER).

Klufteinfällen $\sim 90^\circ$. Das deutlich ausgebildete Hauptmaximum der S-Klüftung liegt bei 125° . Die annähernd rechtwinklig dazu streichenden Q-Klüfte zeigen einen größeren Streubereich; das Hauptmaximum ist bei 35° anzunehmen

Die anderen Granite der ersten Intrusionsreihe zeigen, soweit bekannt (REICHERT 1926, SEIM 1953), entsprechende Kluftausbildungen.

Es ist durchaus möglich, daß im engeren Freiburger Raum auch Vertreter der 3. Granitreihe als stark angereicherte W-Sn-Granite analog Zinnwald, Altenberg oder Pechtelsgrün in den älteren Freiburger Pluton intrudierten. Anzeichen dieses jüngeren Magmatismus sind ja in Form der starken Quarzporphyregänge vorhanden.

Die im Laufe des Unterrotliegenden zunehmende Erstarrung und die damit verbundene Kontraktion des Freiburger Plutons erzeugten im Dach desselben jene Spannungen, die die wechselseitigen Öffnungen des Freiburger Kluftsystems zu Gangspalten bewirkten.

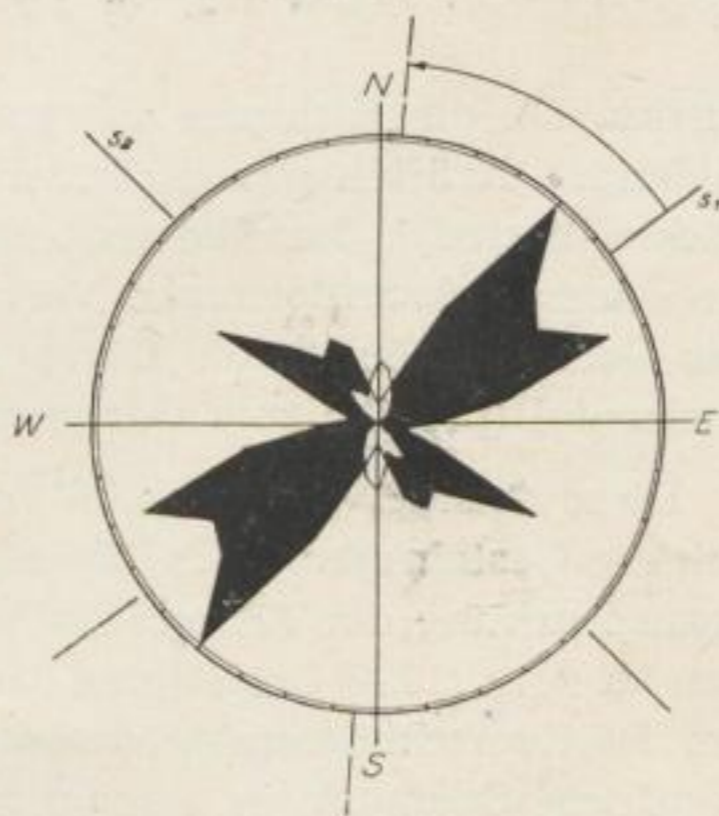
Der Aufstieg der erzbringenden Lösungen als Abschluß der Granitintrusion erfolgte in der gleichen Zeitperiode wie die Spaltenöffnung. Die Ausscheidung der einzelnen hydrothermalen Phasen dauerte jedoch während der Periode des Rotliegenden an und wird wohl erst gegen Ende derselben ausgeklungen sein.

3. Die Bruchtektonik als letztes wesentliches Bauelement im Freiburger Gebiet kann auch nur im Rahmen des großen, durch den varistischen Hauptplan bedingten Potentialfeldes betrachtet und gedeutet werden. Wie schon anfangs festgestellt wurde, war die Erzgebirgsantiklinale während der erzgebirgischen Phase einer stärkeren Biegebeanspruchung ausgesetzt, welche die „Querwellung“ derselben hervorrief. Die daran anschließenden Bruchbildungen der erzgebirgischen Gesteinsgänge (asturische Phase) sind als germanotype Folgeerscheinungen und Begleiter dieser Biegebeanspruchung aufzufassen. Sie sind den gleichen Vorgängen und Kräften zugeordnet, die auch bei der vorwiegend alpinotypen Orogenese innerhalb des mittelsächsischen Raumes geherrscht haben.

Sowohl die Mittelsächsische Überschiebung als auch wahrscheinlich die Westlausitzer Störung sind z. T. bereits als vorgranitische Bruchtektonik anzusehen. Dagegen ist das Spaltensystem der Gesteinsgänge jünger als die Granite der ersten Intrusionsreihe, da z. T. die Gesteinsgänge gegenüber den letzteren als Verwer-

Bild 10

Gangstreichen der Gesteinsgänge im östl. Erzgebirge. Die Quarzporphyrgänge zeigen zwei Hauptmaxima bei 40° und 120° und zwei entsprechende Nebenmaxima bei 70° und 150° . Die Granitporphyrgänge haben ein Hauptmaximum bei 0° und ein Nebenmaximum bei 140° . Diese Verhältnisse lassen eine Rotation des Schersystems von s_1 erkennen, während die Richtung von s_2 annähernd konstant bleibt (siehe dazu auch Bild 12)



fer auftreten bzw. die Mittelsächsische Überschiebung durchsetzen. Beide Bewegungen stehen einwandfrei im Rahmen der varistischen Tektonik und sind zwei altersverschiedenen Teilphasen zugeordnet (erzgebirgische und asturische Phase).

In Bild 10 sind die Streichrichtungen der Gesteinsgänge des östlichen Erzgebirges einschließlich derjenigen von Freiberg in einem Kluftdiagramm zusammengefaßt. Die Haupt-Maxima bei 40° und 120° , d. h. in Richtung der beiden varistischen Lineamente (erzgebirgische und herzynische Richtung), heben sich sehr deutlich heraus.

Das Einfallen sämtlicher Gänge, soweit sie nach der Teufe zu aufgeschlossen sind, zeigt im Durchschnitt einen seigeren bis steilen Verlauf (70° bis 90°). Es unterliegt jedoch z. T. häufigen Schwankungen. Dieses wechselnde Einfallen wurde erstmalig von BEUST (1835) an Hand von Aufschlüssen innerhalb der Freiburger Grube „Alte Elisabeth“ und in neuerer Zeit auch von JAHN (1950) und TISCHENDORF (1955) an den Gängen des Halsbrücker Reviers beschrieben (Bild 11). TISCHENDORF führte dasselbe auf den Einfluß der Gneisschieferung

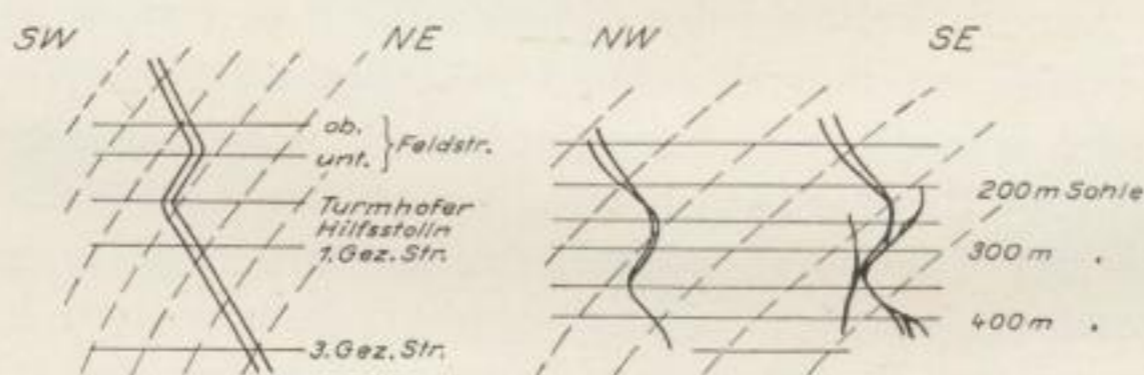


Bild 11. Das Einfallen einiger Gesteinsgänge von Freiberg

- | | |
|--|--|
| a) Wechselndes Einfallen des Freiberg-Frauensteiner Quarzporphyrganges im Raume östlich von Freiberg (Profil nach BEUST, 1835) | b) Wechselndes Einfallen der Gesteinsgänge im Mittelfeld des Halsbrücker Spats (aus TISCHENDORF, 1955) |
|--|--|

zurück. Da die Richtung des geringsten Widerstandes gegenüber den spaltenbildenden Kräften innerhalb der Gneisschieferungsebene liegt, sind die Bruchflächen bestrebt, dieselbe weitestgehend zu benutzen. Infolge des dadurch entstehenden zickzackförmigen Verlaufes und der damit verbundenen Verzahnung des Gebirges können die Gänge nicht durch Vertikalkräfte, sondern nur durch horizontal (parallel zum Gangstreichen) wirkende Kräfte entstanden sein.

Diese Ansicht wurde schon von KOSSMAT (1925) vertreten, welcher bekanntlich die Gesteinsgänge als „Torsionssprünge“ auffaßte, die sich durch die Biegebeanspruchung der Erzgebirgs-Antiklinale gebildet haben. Die Untersuchungen von MOESTA (1929) bestätigten dann erneut, daß es sich bei diesen Gesteinsgängen um Blattverschiebungen handelt, die durch „erzgebirgisch“ und „herzynisch“ gerichtete Spannungen erzeugt wurden.

Die Entstehung der Gesteinsgänge des östlichen Erzgebirges kann daher nach der in Bild 12 dargestellten Prinzipskizze gedeutet werden. Durch die Biegebeanspruchung bildete sich auf Grund der Spannungstrajektorien (SCHMIDT 1932) ein Scherkluftsystem aus, welches in seiner Richtung durch die beiden z. T. schon prävaristisch angelegten Lineamente bestimmt wurde (Phase I, Bild 12). Als Deformationsebene ac dieses Systems kann die ab -Ebene des älteren varistischen Hauptplanes II angenommen werden. Die Achse a des Spannungs-

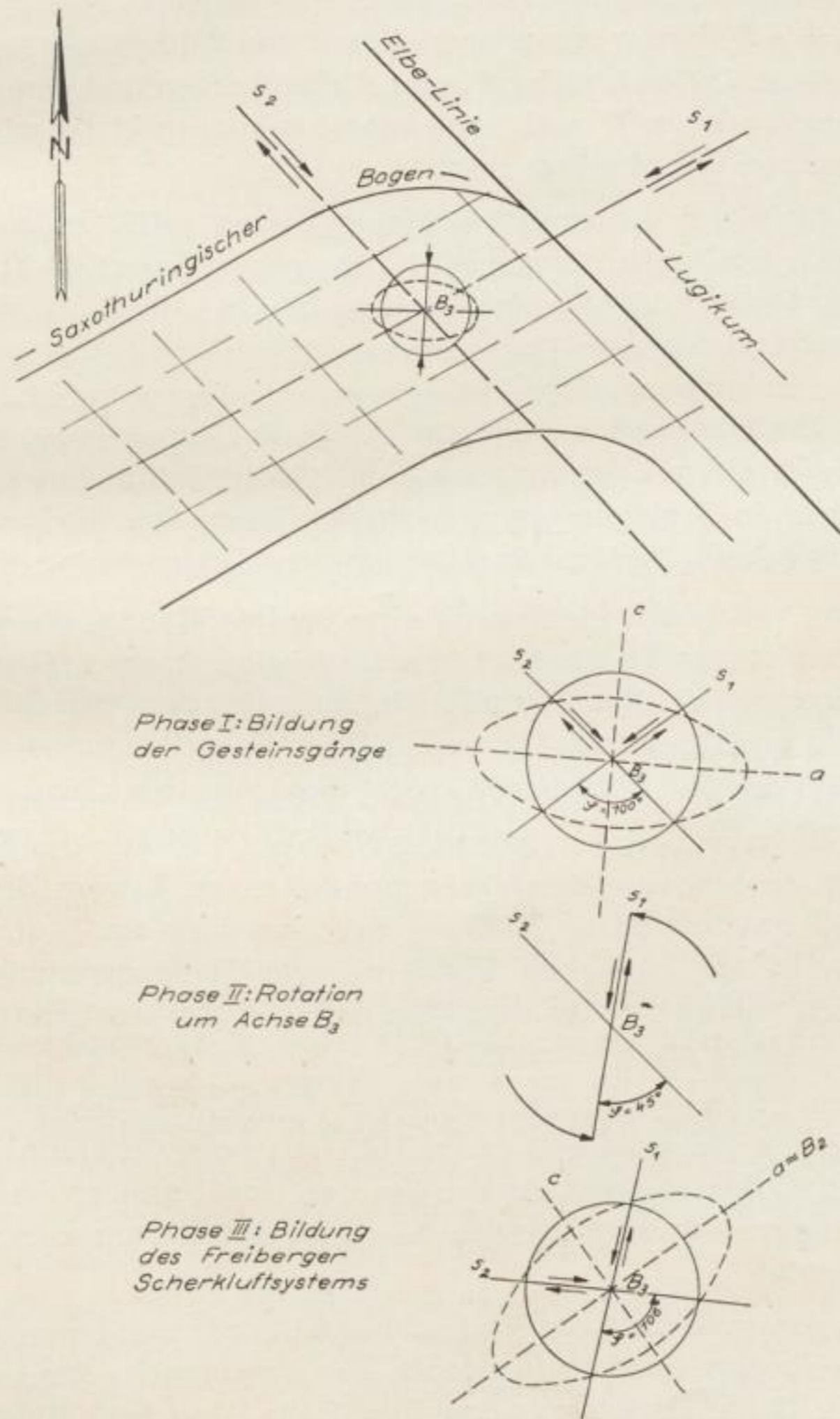


Bild 12. Prinzipskizze zur varistischen Bruchtektonik im östlichen Erzgebirge

ellipsoides pendelt dabei zwischen den Richtungen von B_2 und B_2' . Die darauf senkrecht stehende Schnittgerade der beiden Scherflächen s_1 und s_2 wird im folgenden als B_3 -Achse bezeichnet (Scherungsachse, SANDER 1948). Sie entspricht annähernd der Achse c des varistischen Planes II. Die Scherflächen s_1 und s_2 lassen sich dann auch als (hkO)-Flächen dem Plan II zuordnen. Der von s_1 und s_2 eingeschlossene Winkel φ beträgt ungefähr 100° (vergl. dazu Bild 10). Damit findet auch das durchschnittlich seigere Einfallen der Gesteinsgänge seine Erklärung.

Der dritte Magmenschub des Erzgebirges, der teilweise dieselben Aufstiegswege benutzte wie die vorangegangenen, öffnet und füllt dieses Spaltennetz des varistischen Bogens. Durch örtlich stärkere Aufbeulungen und damit verursachte Radialkräfte entstanden z. T. noch zentrische Senkungsgebiete, wie es das Beispiel der Tharandter Effusivpinge zeigt.

Die gegen Ende des subsequenten Magmatismus auftretenden, vorwiegend N-S streichenden Spaltenrichtungen (Granitporphyrgänge; Bild 10) weisen auf eine beginnende Rotation des Spannungsellipsoides hin (Phase II, Bild 12). Dabei ist am Granitporphyrgang von Hartmannsdorf-Fleyh infolge seiner gestaffelten Anordnung die Entstehung durch Scherbeanspruchung sehr schön erkennbar. Sie setzt eine Drehverschiebung um die Achse B_3 , entgegengesetzt dem Uhrzeigersinn, voraus, die mit der Bewegung des Gesamtkräfteplanes während der asturischen Phase in Beziehung gesetzt werden kann. Die stärkere Ausbildung der Gesteinsgänge des s_1 -Systems findet durch diese Drehrichtung ihre Erklärung.

Die Drehung verursacht gleichzeitig eine Spaltenöffnung, die von den Granitporphyren sofort zur Platznahme benutzt werden konnte. Gegen Ende des Oberkarbons erreichte die Rotation mit dem Auftreten der NNE-SSW- und E-W-Dislokationen ihren Höhepunkt (Phase III, Bild 12).

Erfolgte im Verlauf der erzgebirgischen Phase die Hauptverformung nach Plan II ($B_2' \perp B_2$) vorwiegend in Richtung NE-SW (Klüftung des Niederbobritzer Granits!), so bewirkte der Verformungsplan zu Beginn der asturischen Phase eine N-S-Beanspruchung (Bildung der Gesteinsgänge!), um gegen Ende derselben bzw. in der saalischen Phase mit der Hauptspannungsrichtung in NW-SE ungefähr wieder die alte, durch die Achse B_2 gekennzeichnete varistische Ausgangslage (sudet. Phase) einzunehmen.

Im Raum von Freiberg hatte sich damit das Spannungsellipsoid weitestgehend in den varistischen Hauptplan II eingedreht (B_3 entspricht annähernd der c -Achse von Plan II). Die a - und c -Achsen des Deformationellipsoides entsprechen dabei den Normalspannungsrichtungen (in $c \perp B_2$ Druckbeanspruchung; in $a \parallel B_2$ Zugbeanspruchung).

In dieser Lage wurde dann das Verformungsellipsoid bestimmend für die Ausbildung des Freiburger Scherklufsystemes. Die sogenannten alten Ruschelgänge Freibergs, wie z. B. der Hauptstollgang Sth., Hohe Birke Sth., Riemer Spat u. a., können als einander zugeordnete NNE-SSW- und E-W-Dislokationen auf diesen Formungsakt zurückgeführt werden.

b) Das Scherklufsystem

So verwickelt das Freiburger Gangnetz mit seinen annähernd 1100 Gängen auch erscheinen mag, so lassen sich doch auf Grund des Streichens und Fallens sofort einige bevorzugte Richtungen unterscheiden. Bereits MÜLLER (1901) weist auf die in den obererzgebirgischen Gangrevieren vorherrschenden Hauptstreichrichtungen hin („erzgebirgische“ Richtung NE-SW, „herzynische“ Richtung NW-SE), stellt jedoch im Zusammenhang damit fest, daß im zentralen Freiburger Gangbezirk dieselben gegenüber entsprechenden Diagonalrichtungen wesentlich zurücktreten. Die varistischen Hauptstreichrichtungen werden innerhalb der Freiburger Gneiskuppel von den Gesteinsgängen eingenommen (siehe Bild 10). Die Freiburger Erzgänge dagegen liegen vorwiegend in den beiden zugehörigen Diagonalrichtungen N-S und E-W.

In Anlage 1 sind an Hand der alten Freiburger Grund- und Seigerrisse sowie neuerer Aufnahmen die wichtigsten Erzgänge des zentralen Freiburger Lagerstättenbezirkes in ihrem Streichen und Einfallen dargestellt. Danach lassen sich infolge des verschiedenen Streichens und Fallens zunächst zwei ausgedehnte und fast senkrecht zueinander verlaufende Bruchsysteme unterscheiden (NNE-SSW bzw. N-S und E-W), die infolge ihres vorwiegend steileren Einfallens und ruschelartigen Charakters (sogenannte „Ruschelgänge“) als zwei einander zugeordnete Scherklufsysteme angesehen werden können. Daneben sind zwei weitere Bruchsysteme durch relativ kürzere Spalten gekennzeichnet, welche jeweils spitzwinklig zu den beiden Scherkluftrichtungen angeordnet sind (N-S bzw. NNW-SSE und WNW-ESE).

Das maximale Streichen und Einfallen dieser Gangsysteme des Freiburger Lagerstättenbezirkes⁴ wurde gefügekundlich ermittelt und in Verbindung mit Untertagekartierungen zur Deutung der tektonischen Zusammenhänge ausgewertet. Dabei zeigte sich, daß trotz einiger Besonderheiten sich sämtliche Spalten-systeme zu einer gemeinsamen tektonischen Ordnung zusammenfügen lassen.

1. Beschreibung:

Die Ruschelgänge durchziehen als großangelegte Scherklufbildungen in zwei, ungefähr diagonal zum Generalstreichen der varistischen Hauptachse B_2 angeordneten Richtungen den gesamten Freiburger Lagerstättenbezirk. Sie lassen sich in Richtung N-S von Falkenberg bis Langenau und in Richtung W-E von Rothenfurth bis Muldenhütten z. T. durchgehend verfolgen, wobei eine weitere beiderseitige Fortsetzung in das noch unverritzte Feld nicht ausgeschlossen ist (Anlage 1). Diese beiden Klufanlagen s_1 und s_2 sind wahrscheinlich als ein annähernd gleichaltes Störungspaar anzusehen.

Das auf Grund der Drehrichtung des Spannungsellipsoides stärker ausgebildete und weiter verbreitete System s_1 streicht innerhalb der Grubenreviere Halsbrücke und Freiberg annähernd NNE-SSW, um bei seinem weiteren südlichen Verlauf im Revier Brand mehr in die N-S-Richtung einzulenken (siehe auch Bild 1).

⁴ Kann z. Z. der Gangspaltenbildung als ein homogener Bereich (SANDER 1948) angesehen werden.

Das Diagramm 2 (Bild 13) von den Revieren Freiberg–Halsbrücke zeigt eine deutliche Anreicherung der Klufflächenpole in WNW und ESE, was einem beiderseitigen steilen Einfallen (vorwiegend 60 bis 90°) der Ruschelgänge in diesen Gebiet entspricht. Aus den Flächenpolen ergibt sich eine Maximumfläche : dem Streichen und Einfallen von $28^\circ/88^\circ$ WNW.

In Diagramm 3 (Bild 14) vom Revier Brand ist die Polbesetzung mehr in den ESE-Sektor verschoben, was einem vorherrschenden Einfallen der Spalten mit 60° bis 90° nach WNW entspricht. Dabei ergibt sich für dieses Gebiet eine Maximumfläche von $15^\circ/84^\circ$ WNW.

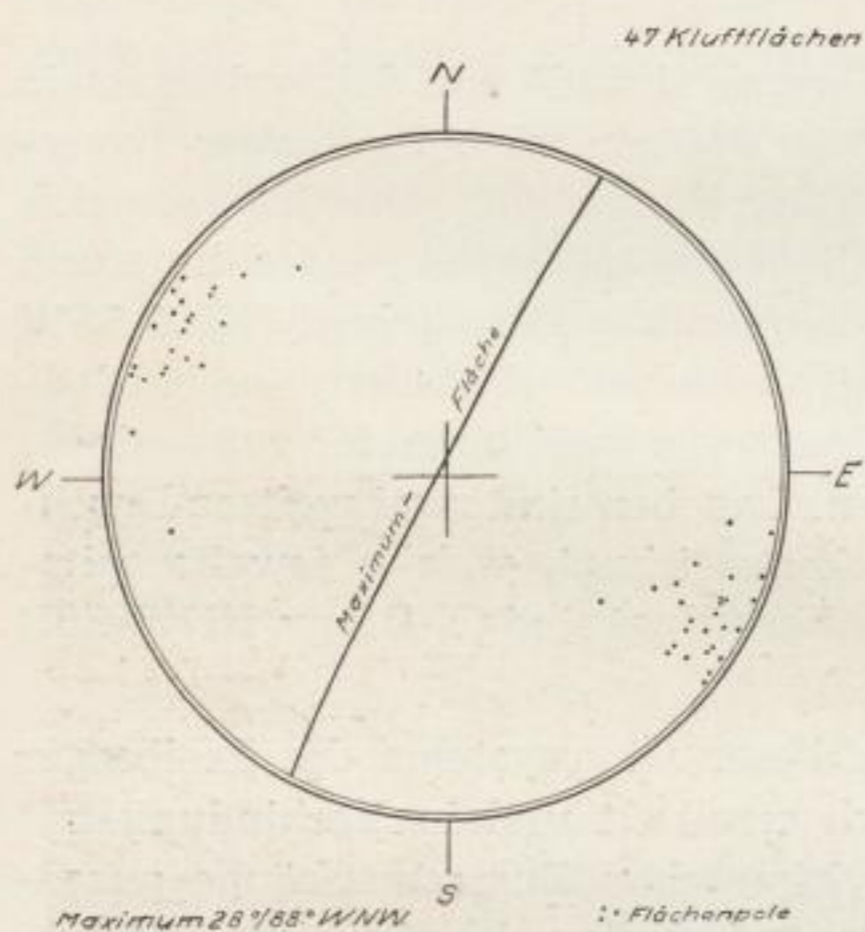


Bild 13. Schersystem s_1 (N-S) von Freiberg–Halsbrücke
Diagramm 2

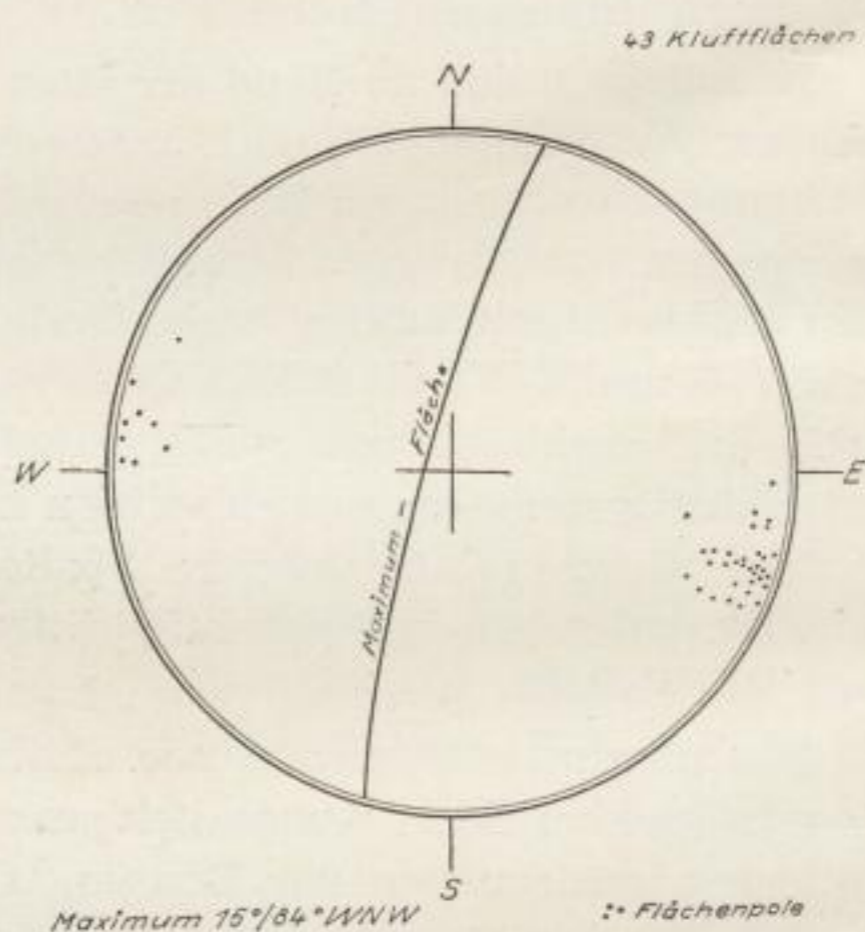


Bild 14. Schersystem s_1 (N-S) von Brand
Diagramm 3

Das Gegensystem s_2 , das am charakteristischsten vor allem im Norden und Süden des Lagerstättengebietes in Erscheinung tritt, pendelt im Streichen um die E-W-Richtung. Oft erscheinen diese Scherklüfte schwarmweise, indem sich dabei die einzelnen Spalten staffelförmig ablösen (Revier Halsbrücke und Muldenhütten!). Ihr Einfallen ist ebenfalls meist steil, wobei in streichender Erstreckung manchmal ein Umkippen desselben nach der jeweils anderen Seite erfolgen kann (Halsbrücke!)

Die Diagramme 4 und 5 (Bild 15 und 16) zeigen die jeweiligen Maximumflächen von den Revieren Freiberg–Halsbrücke mit $98^\circ/76^\circ$ S und dem Revier Brand mit $89^\circ/77^\circ$ S. Im Falle Brand ist die Polbesetzung völlig in den N-Sektor verschoben, während im Raum von Freiberg–Halsbrücke eine gewisse Besetzung des S-Sektors festzustellen ist.

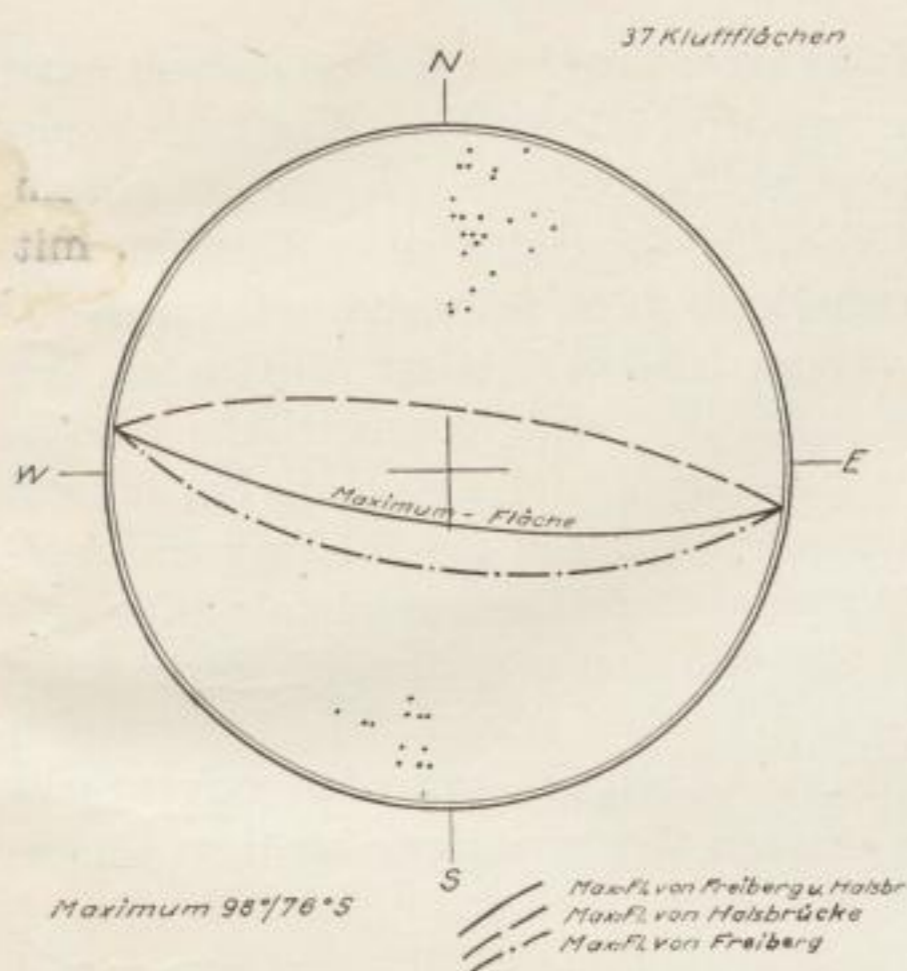


Bild 15. Schersystem s_2 (E-W) von Freiberg—Halsbrücke Diagramm 4

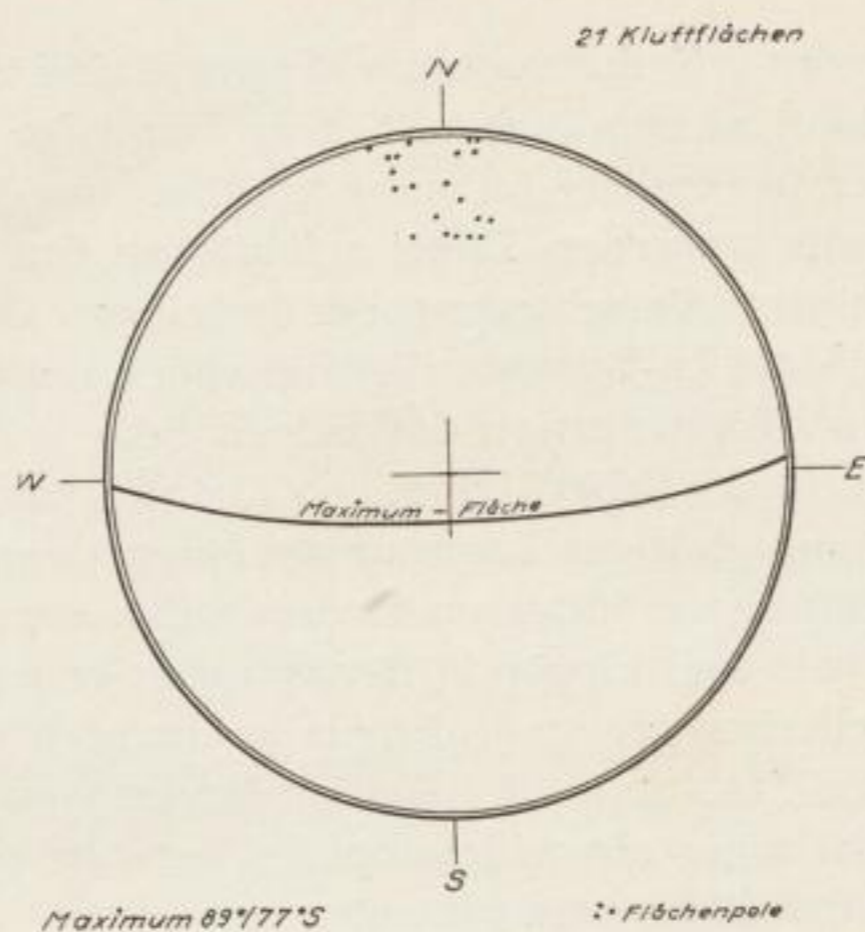


Bild 16. Schersystem s_2 (E-W) von Brand Diagramm 5

Bild 17 M. 1 : 10
Horizontale Harnischbildung am Hauptstollgang Sth. (Revier Freiberg, 8. Gez.-Str.). Starke Ruschelbildung, geringe Vererzung. Die horizontale Riefung am liegenden Salband zeigt, daß es sich hier um eine Blattverschiebung handelt



Auf den liegenden Salbändern der Ruschelgänge finden sich häufig mehr oder weniger deutlich ausgeprägte waagerechte oder schräge Harnische, die auf die ursprüngliche Entstehung der Gänge als Blattverschiebungen hinweisen (Bild 17). Nach NEUBERT (1881) wurden an den Salbändern des Silberfund Sth. wiederholt ausgezeichnete Harnischbildungen angetroffen, deren Riefungen ebenfalls fast horizontal (5° bis 10° nach S) verliefen. Oftmals sind diese ursprünglich waagerechten Harnische von senkrechten überprägt, die auf die späteren, infolge der Volumenkontraktion des Plutons ausgelösten und vorwiegend vertikal gerichteten Bewegungen zurückgeführt werden können.

Die Verschiebungsbeträge auf den einzelnen Klüften sind infolge der gleichmäßigen Ausbildung des Nebengesteins sehr schwer zu bestimmen. Auch die an-



deren z. T. durchsetzten Erzgänge sind infolge ihres jüngeren Bildungsalters nicht dafür zu gebrauchen. Nur an Hand der einwandfrei älteren Gesteinsgänge konnten in Freiberg teilweise noch relative Verschiebungsbeträge von 5 bis 10 m festgestellt werden. Dabei erfolgte bei den NNE-SSW-Scherklüften (s_1 -System) eine relative Verschiebung der jeweiligen Ostscholle nach N, während bei dem E-W-System (s_2 -System) die Südscholle meist relativ nach W bewegt worden ist. Der Verschiebungssinn der beiden Schersysteme hat also eine symmetrische Anordnung; die Scherflächen von s_1 sind denen von s_2 zugeordnet. Die späteren, äußerst mannigfaltigen Spannungen haben dann vor allem zur Zeit der Bildung und Ausfüllung der jüngeren Fiederspalten sowohl rückwirkend horizontale als auch vertikale und kippende Bewegungen erzeugt, die von den ursprünglich gerichteten Scherbewegungen oftmals kaum noch etwas erkennen lassen. Wie JAHN (1950) und TISCHENDORF (1955) im Revier von Halsbrücke zeigten, kann dadurch manchmal sogar ein widersinniger Verwurf der älteren Gesteinsgänge an dem jüngeren Schersystem eintreten.

Im Grubenrevier Freiberg bilden diese Blattverschiebungen z. T. über 10 m mächtige Ruschelzonen mit nebeneinander verlaufenden Störungen, zwischen denen sich breite Partien völlig verruschelten Gneises befinden. Dabei tritt die Vererzung oftmals vollkommen zurück oder reichert sich nur in unregelmäßigen linsenförmigen Erzfällen an. Die oft zu beobachtende steil gestaffelte Anordnung der Scherklüfte zeigt, daß die Verschiebungsbeträge auf mehrere parallele und sich untereinander bajonettartig ablösende Bewegungsflächen verteilt sind. Nach den Randgebieten des Lagerstättenbezirkes zu tritt oftmals der Ruschelcharakter der einzelnen Scherspalt zurück. Teilweise erfolgte dann das aus den vorhandenen Spannungen resultierende Durchreißen der Klüfte sogar erst im Zuge der späteren Öffnungsbewegungen und der damit verbundenen Mineralisation. So sind wahrscheinlich im Falle Halsbrücke und Muldenhütten die Scherspannungen innerhalb des Gneises erst mit der an sich etwas später einsetzenden Fiederspaltbildung in Brucherscheinungen ausgelöst worden.

In der Anlage 1 wurden u. a. die wichtigsten Ruschelgänge der beiden Systeme s_1 und s_2 innerhalb der Reviere Freiberg-Halsbrücke und Brand besonders gekennzeichnet.

Vom s_1 -System sind die längsten und wichtigsten Scherklüftbildungen vor allem folgende Gangzüge:

1. *Der Hauptstollngang Sth.*, der mit einer bekannten Länge von ca. 14 km einschließlich seiner Parallelruscheln den größten bisher bekannten Freiburger Gangzug darstellt. Im N in der Gegend von Falkenberg bereits als August Mg. beginnend, durchzieht er mit einem durchschnittlichen Streichen von 30° als mächtiger Doppelryschelgang (eigentlicher Hauptstollngang Sth. — Silberner Bergmann Sth. — Rote Grube Sth.) das Grubenrevier von Freiberg, setzt sich dann weiter nach Süden in Richtung des Brander Reviers, z. T. wiederum als Doppelryschel ausgebildet, in den Ölberg Sth. — Neuglückstern Sth. — Anton Sth. — Clemens Sth. — Affner Sth. fort, um schließlich im Gebiet südlich von Erbisdorf als Bartholomäus Sth. — Silbergeschirr Sth. in seiner bekannten streichenden Auffahrung zu enden. In den meisten Fundgruben der Reviere von Freiberg und Brand ist er streichend aufgefahren und spielte trotz seiner

Absetzigkeit als Erzgang in der fast 800jährigen Bergbaugeschichte von Freiberg eine wichtige Rolle. Auf seiner gesamten Erstreckung fällt er sehr steil mit durchschnittlich 80° bis 90° nach WNW ein. Im größten Teil seines Verlaufes bildet er eine mehr oder weniger breite Ruschelzone, die durch ein liegendes und hangendes Salband meist deutlich, am Hangenden stellenweise auch undeutlich, vom gesunden Nebengestein getrennt ist. Die Mächtigkeit beträgt durchschnittlich 2 bis 4 m, kann jedoch stellenweise auch bis über 10 m ansteigen. Das im Gangraum befindliche Nebengestein ist z. T. vollkommen verruschelt, oftmals ist jedoch noch die Gneistextur klar zu erkennen. Waagerechte und häufig auch vertikale Harnische können stellenweise auf den einzelnen Bewegungsflächen beobachtet werden. Die Verschiebungsbeträge waren stellenweise bedeutend, und ihre Bewegungen müssen sogar, wie das Beispiel des Verwurfs des Schwarzen Hirsch Sth. zeigt, noch in den späteren tektonischen Phasen stattgefunden haben.

Erst nach der Entstehung der Blattverschiebungen, die wahrscheinlich nur zerreibend und zerkleinernd auf das Nebengestein wirkten, bildeten sich durch jüngere Zerrspannungen Hohlräume, die für Erzabsätze geeignet waren. Der Hauptstollgang Sth. einschließlich seiner streichenden Fortsetzungen erweist sich als eine der Hauptscherspalten des gesamten Freiburger Gebietes.

2. *Der Thurmhof Sth.* ist das nächste tektonische Äquivalent des Hauptstollngangs Sth. Im Gebiet der Himmelfahrt Fundgrube als Friedrich Sth. beginnend, streicht er, aus der anfänglichen N-S-Streichrichtung mehr in die SSW-Richtung eindrehend, z. T. in gestaffelten Paralleltrümmern als Caspar Sth. — Gottlob Mg. — Abraham Sth. und als eigentlicher Thurmhof Sth. bis in das nördliche Gebiet des Brander Reviere, wo er sich als Daniel Sth. — Neuglück Sth. wahrscheinlich mit der ihm zunächst in E parallel laufenden Scherzone des Jung Thurmhof Sth. — Carl Sth. vereinigen wird. Mit einer rund 7 km streichenden Länge ist er auf Grund seiner Analogie zum Hauptstollgang Sth. ebenfalls eine großangelegte Scherkluftbildung innerhalb des Freiburger Gebietes.
3. *Der Kirschbaum — Hohe Birke Sth.* stellt mit seiner über 10 km bekannten streichenden Erstreckung nach dem Hauptstollgang Sth. die zweitgrößte Scherspalte des Freiburger Gebietes dar. Mit annähernd N-S-Streichen im nördlichen Teil der Himmelfahrt Fundgrube als Kirschbaum Sth. einsetzend, schwenkt er südöstlich des David-Richtschachtes in ein SSW-Streichen ein, verläuft dann als Hohe Birke Sth. — Zscherperroth Sth., z. T. als mächtige Doppelpalte (Hermser Trum und Markus Sth.) bis in das Zentralgebiet des Brander Reviere, wo er sich wahrscheinlich mit der ihm zunächst parallel laufenden ca. 4 km langen Scherspalte des Kröner Sth. vereinigt. Von da aus ist er staffelförmig abgesetzt als Hilfe Gottes in der Not Sth. und Alte Mordgrube Sth. bis in das Gebiet des „Reichen Bergsegens“ zu verfolgen, wo er, ein annähernd N-S-Streichen annehmend, als Robert Sth. endet. In seinem gesamten Verlauf zeigt er ebenfalls steiles, z. T. wechselseitiges Einfallen (70 bis 90°) und oftmals starken Ruschelcharakter. Der Grund für den mehrmaligen Wechsel im Streichen ist hauptsächlich in den mechanischen Eigenschaften der durchquerten Gneiskuppel zu suchen, auf die jedoch weiter unten noch einmal näher eingegangen wird. In der Spaltenausbildung treffen auch hier die für den Hauptstollgang Sth. gültigen Verhältnisse zu.
4. *Der Junge hohe Birke Sth.* ist mit dem Prophet Jonas Sth. eine weitere, z. T. doppeltrümmig angelegte, steil mit 80 bis 90° einfallende Scherkluftbildung. Der Ruschelcharakter tritt hier z. T. etwas zurück. Als weitere zugehörige Parallelklüfte sind die des Roten und Weißen Löwe Sth. und des Zwölf Schlüssel Sth. anzusehen.

Weitere tektonische Äquivalente des s_1 -Systems sind sowohl weiter östlich im Gebiet von Muldenhütten (vor allem Ludwig Sth.-Gotthelf Mg. und Abendstern Mg.) als auch weiter nordwestlich im Revier von Halsbrücke (Weißhaldner Sth., Münz Mg. u. a.) und südwestlich im Revier Himmelsfürst (Grünrosner Sth., Silberfund Sth.) anzutreffen (Anlage 1).

Von dem annähernd E-W streichenden Gegensystem s_2 sind ebenfalls einige markante Vertreter innerhalb des Lagerstättenbereiches aufgeschlossen:

1. *Der Riemer Spat* stellt mit seinen östlichen Fortsetzungen als Albert Spat – Ludwig Spat einen der typischsten Vertreter des s_2 -Systems dar. Auf seiner fast genau E-W streichenden, ca. 2 km weiten Erstreckung ist er meist querschlägig durchörtert und nur auf wenigen Sohlen streichend aufgefahren worden. Auf fast sämtlichen Sohlen der Himmelfahrt Fundgrube ist er als ein meist steil mit 65 bis 90° S einfallender, z. T. mächtig entwickelter Ruschelgang aufgeschlossen. Auf seine Sonderstellung gegenüber den anderen Frei-



Bild 18 M. 1 : 44
 Revier Freiberg, Riemer Sp., 1. Gez.-Str.
 Bildung eines Erzganges durch spätere
 Öffnung der alten, verruscelten Scher-
 spalte (aus OELSNER, 1952c)

berger Erzgängen und auf seine Bedeutung als alt angelegte Durchbewegungszone wies bereits OELSNER (1952c) hin. Wie die Gänge des Hauptstollngangsystems (s_1) bildet auch er eine stellenweise über 2 m mächtige Verschiebungszone, die jedoch meist durch ein deutlich ausgeprägtes hangendes und liegendes Salband vom gesunden Gebirge getrennt ist. Der waagerechte Verschiebungsbetrag ist infolge späteren Absinkens des sich im Winkel mit dem Hauptstollngang gebildeten Gebirgskeils und seiner damit verbundenen scheinbar rückläufigen Bewegung nicht mehr feststellbar. An den Salbändern konnte man nur noch jüngere, fast senkrechte Harnische beobachten. Durch diese späteren Bewegungen erfolgte eine starke Öffnung der Scherspalte und schaffte dadurch die Möglichkeit der Mineralisation mit *eba*- und *fba*-Paragenesen (Bild 18).

2. Der *Glückauf Spat* zeigt mit einem annähernd E-W-gerichteten Streichen und einem durchschnittlichen Einfallen von 60 bis 65° S ebenfalls seine Zugehörigkeit zum s_2 -System an. Nach dem Riemer Spat, gegen den er an Mächtigkeit der Ausbildung und Intensität der Durchbewegung etwas zurücktritt, gehört er zu den bekanntesten Gängen dieser Art innerhalb des Gebietes der Himmelfahrt Fundgrube.
3. Der *Juno Spat* ist im Revier Brand einer der am besten aufgeschlossenen Gänge des s_2 -Systems. E-W gerichtetes Streichen, sehr steiles Einfallen (70 bis 90° S) sowie ein z. T. stark ausgeprägter, bis in eine aufgeschlossene Teufe von ca. 600 m zu verfolgender Ruschelcharakter (Bild 19) stellen seine Zugehörigkeit zu diesem System außer Zweifel.



Bild 19

Revier Brand, Juno Sp., 1/2 11. Gez.-Str.
 Stark entwickelte Ruschelausbildung mit
 zersetztem Gneis als alleinige Spalten-
 füllung

Die ursprünglichen Verschiebungsbeträge konnte man infolge jüngerer Bewegungen auch hier nicht mehr einwandfrei bestimmen. Lediglich auf der 1/2 14. Gez.-Str. konnten bisher durch Kartierung restliche an älteren verworfenen Gängen belegte Verschiebungsbeträge der südlichen Scholle nach W bis zu 4 m festgestellt werden. Daß auf diesem Ruschelgang noch sehr späte Bewegungen erfolgt sind, beweist der Verwurf fast sämtlicher übersetzenden und zum größten Teil jüngeren Erzgänge und Klüfte.

Eine Öffnung der Ruschelspalte und eine evtl. Vererzung derselben erfolgte, von wenigen Kreuzungsstellen mit jüngeren Erzgängen abgesehen, nicht. Der Ganginhalt besteht lediglich aus stark durchbewegtem und zum größten Teil verletztem Nebengesteinsmaterial.

4. Teile des *Halsbrücker Gangzuges*, besonders die annähernd um 90 bis 110° E-W streichenden Spatgänge, sind als tektonische Äquivalente des Riemer-Spat-Systems (s_2), d. h. als ursprüngliche Scherklüftbildungen, aufzufassen. Vertreter dieser Art sind vor allem der Ludwig Spat und der Drei Prinzen

Spat, die als eine Doppelspalte anzusehen sind, die ihre Entstehung wahrscheinlich der ablenkenden Wirkung des älteren Münz Morgenganges (Vertreter des s_1 -Systems!) zu verdanken hat. Als weitere Gänge dieser Art sind noch zu nennen der Samuel Spat, die annähernd E-W streichenden Teile des eigentlichen Halsbrücker Spats, der Unverhofft Glück Spat, der Daniel Spat – Lorenz Gegentrum Spat, der Bergmanns Hoffnung Spat u. a. Alle diese Gänge zeigen neben ihrem charakteristischen Streichen auch ein entsprechend steiles Einfallen von 60 bis 90° N oder S und eine Übereinstimmung in bezug auf das Auftreten der älteren Abfolgen der *fa*-Formation und der sogenannten „Quarzbrecce“. Das Auftreten der letzteren sowohl auf dem Riemer Spat (8. Gez.-Str.!) als auch auf einigen der obigen Gänge des Halsbrücker Gangzuges weist auf analoge und in gleicher Richtung erfolgte Durchbewegung hin.

Der Ruschelcharakter tritt, ähnlich wie bei dem s_1 -System, nach den Außengebieten des Freiburger Bezirkes zurück. Wahrscheinlich reichten die im Gebiet von Halsbrücke entstandenen Scherspannungen anfangs nicht aus, um ein sofortiges Durchreißen der Gneispartien hervorzurufen. Erst nach einer stärkeren Akkumulation der Spannungen konnte im Zusammenhang mit der Fiederspaltbildung das Aufreißen der Scherklüfte erfolgen.

Auch innerhalb des s_2 -Systems sind auf Grund ihres tektonischen Charakters noch weitere Scherspaltensysteme sowohl in den Revieren von Muldenhütten (Teile vom Abraham Spat und vom Saturnus Spat, Benjamin Spat) als auch von Brand (Friedrich August Spat – Himmlisch Heer Spat, Eduard Spat u. a.) vorhanden (Anlage 1).

Zwischen diesen großen Scherspaltensystemen von s_1 und s_2 finden sich natürlich auch noch kleinere Scherklüftbildungen, die an ihrem charakteristischen Streichen, ihrem vorwiegend steilen Einfallen und ihrer lettigen Füllung als Ruschelgänge meist sofort erkennbar sind. Ihre Bedeutung für die Fiederspaltanlage innerhalb des gesamten Gebietes ist nicht zu unterschätzen, jedoch entziehen sie sich infolge mangelnder Auffahrungen einer näheren und gründlicheren Betrachtung.

2. Deutung:

Im Diagramm 6 (Bild 20) sind in synoptischer Übersicht die Ergebnisse aus den Diagrammen 1 bis 5 zusammenfassend dargestellt. Die Scherflächen der Systeme s_1 und s_2 lassen in ihrem tektonischen Charakter zueinander und in ihrer Lage zum varistischen Hauptplan eine gesetzmäßige Anordnung erkennen. Das Pendeln der Scherflächen ist zunächst auf einen gewissen ablenkenden Einfluß infolge der Anisotropie des Gneises zurückzuführen. Sowohl im Streichen als auch im Einfallen von s_1 und s_2 herrscht ein gewisses Bestreben, sich dem Verlauf der Gneisschieferung s anzupassen. Die Abweichung der Scherungsachse B_3 (Einfallen 74° SW) von der senkrechten Lage c (\perp auf $ab = s$) des Hauptplanes II ist wahrscheinlich auf diesen Einfluß zurückzuführen.

Es wurde bereits festgestellt, daß im Gegensatz zu den großangelegten und relativ einheitlich streichenden Scherklüftbildungen von s_1 die s_2 -Klüfte schwächer ausgebildet und weniger durchbewegt worden sind. Außerdem zeigen sie im Verhältnis zu ihrer geringeren streichenden Erstreckung eine relativ stärkere Streuung der Streichrichtung als s_1 .

Sowohl die schwächere Kluftausbildung als auch das relativ stärkere Pendeln von s_2 wird wahrscheinlich auf eine Internrotation zurückzuführen sein. Im Falle Freiberg rotierte s_1 kaum bzw. überhaupt nicht mehr, daher wurden diese Scherklüfte stärker durchbewegt, und es bildeten sich die großangelegten und außerordentlich mächtig entwickelten Spalten des s_1 -Systems. Je weniger sich die Kluft- richtung s_1 in ihrer Lage veränderte, um so mehr rotierte die Scherkluff- richtung von s_2 . Daher sind sie teil- weise nur als normale Klüfte ohne größere Durchbewegungen entwikkelt. Die schwächere Ausbildung und das teilweise Zurücktretten des ausge- sprochenen Ruschelcharakters vom s_2 -System finden damit ihre Erklärung (z. B. Glückauf Sp!). Weiterhin wird die öftere Beeinflussung sowie der Verwurf von s_2 durch s_1 verständlich, da der Bewegungsmechanismus von s_1 den infolge der größeren Rotation nur relativ kurz in Tätigkeit gewesenen Mechanis- mus von s_2 überdauerte.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß im allgemeinen der Bean- spruchungsplan innerhalb des Freiburger Gebietes während der Zeit dieser Kluft- bildungen (vermutlich astur. Phase!) einheitlich gewesen ist. Das zugehörige

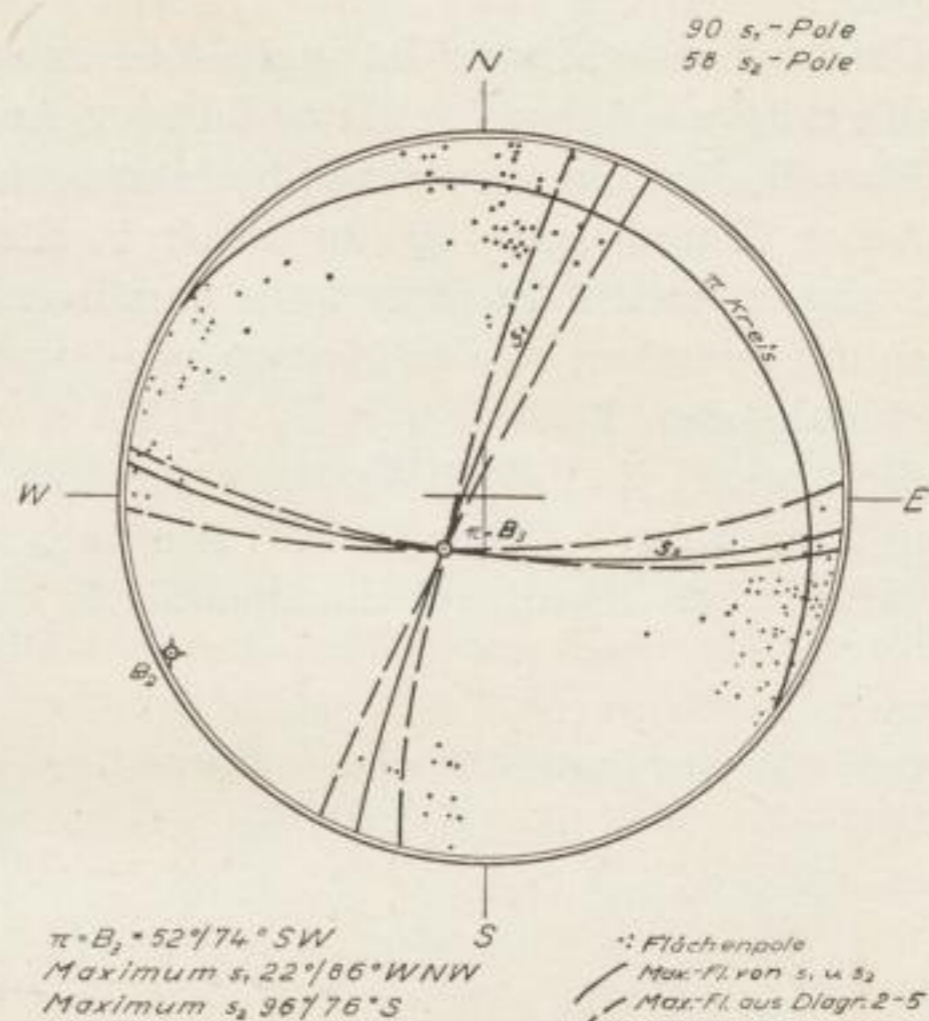


Bild 20
Das Scherspaltsystem s_1/s_2 von Freiberg
Diagramm 6

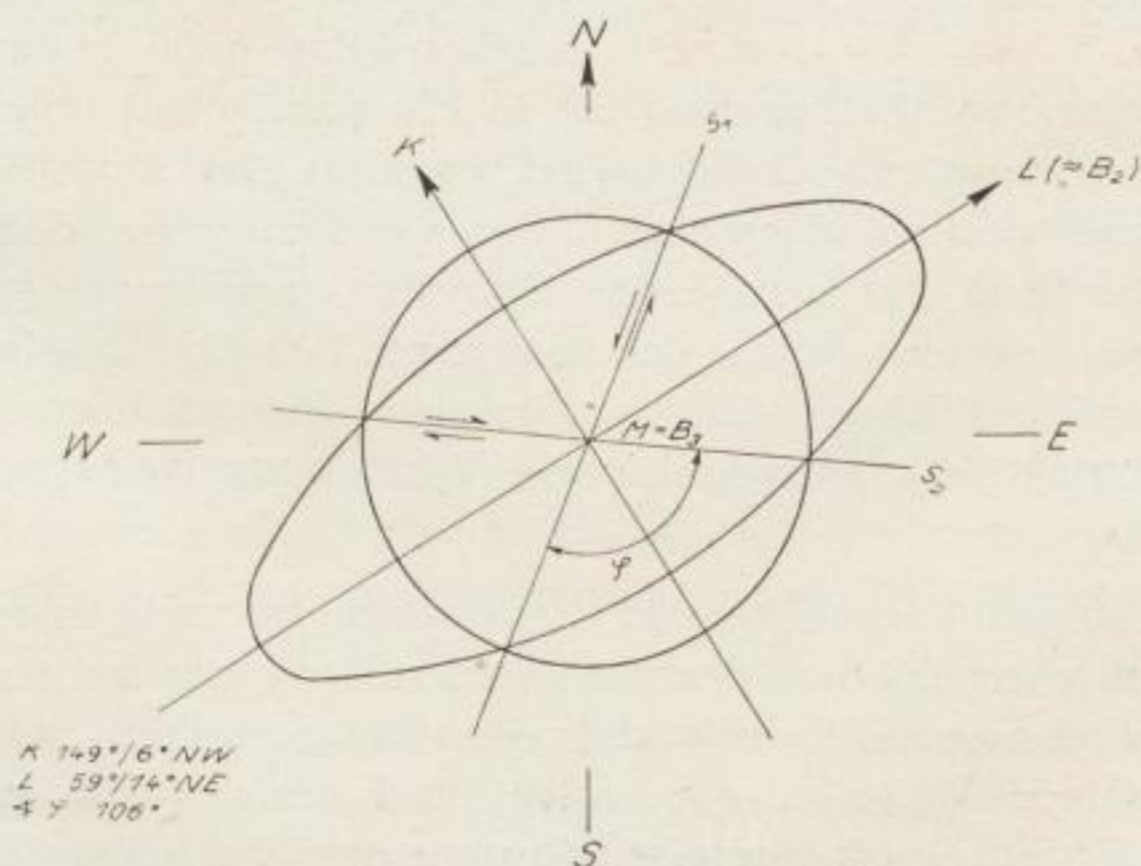


Bild 21. Deformationsellipsoid des Freiburger Schersystems

Deformationsellipsoid ist in Bild 21 skizziert. Der Scherungsachse B_3 entspricht die mittlere Achse M . Unter 90° zur Achse M , annähernd in der Ebene ac von Plan II, liegt in der winkelhalbierenden Fläche des Schersystems die kürzeste Achse K und unter 90° zu dieser in Richtung $59^\circ/14^\circ$ NE die längste Achse L . Diese entspricht in ihrer Lage annähernd der von B_2 ($64^\circ/3^\circ$ SW!). Die Abweichung zwischen beiden Achsen wird wahrscheinlich auf den bereits erwähnten ablenkenden Einfluß von B_2' ($\perp B_2$) zurückzuführen sein. Letzteres korrespondiert mit K ($149^\circ/6^\circ$ NW). Die räumliche Darstellung des Deformationsellipsoids in Diagramm 7 (Bild 22) läßt demnach eine weitgehende Übereinstimmung des varistischen Beanspruchungsplanes II und des Schersystems von B_3 erkennen.

Die Scherflächen liegen annähernd symmetrisch zu Plan II, ihre Schnittgerade B_3 (Scherungsachse) verläuft ungefähr in der ac -Ebene.

Wie in den früheren Abschnitten bereits festgestellt wurde, ist im Laufe der einzelnen tektonischen Phasen der varistischen Orogenese die Lage des Deformationsellipsoids nicht immer die gleiche gewesen. Im Laufe der sudetischen Phase durch den Plan II (B_2) bestimmt, erfuhr es zur Zeit der erzgebirgischen Phase durch die Ausbildung von B_2' eine gewisse Ablenkung. Während seines um B_3 erfolgten Zurückdrehens wurde es dann in der asturischen Phase zunächst bestimmend für die Ausbildung des Schersystems der Gesteinsgänge (Phase I, Bild 12). Im weiteren Verlaufe der asturischen Phase erfolgte dann eine Extern-

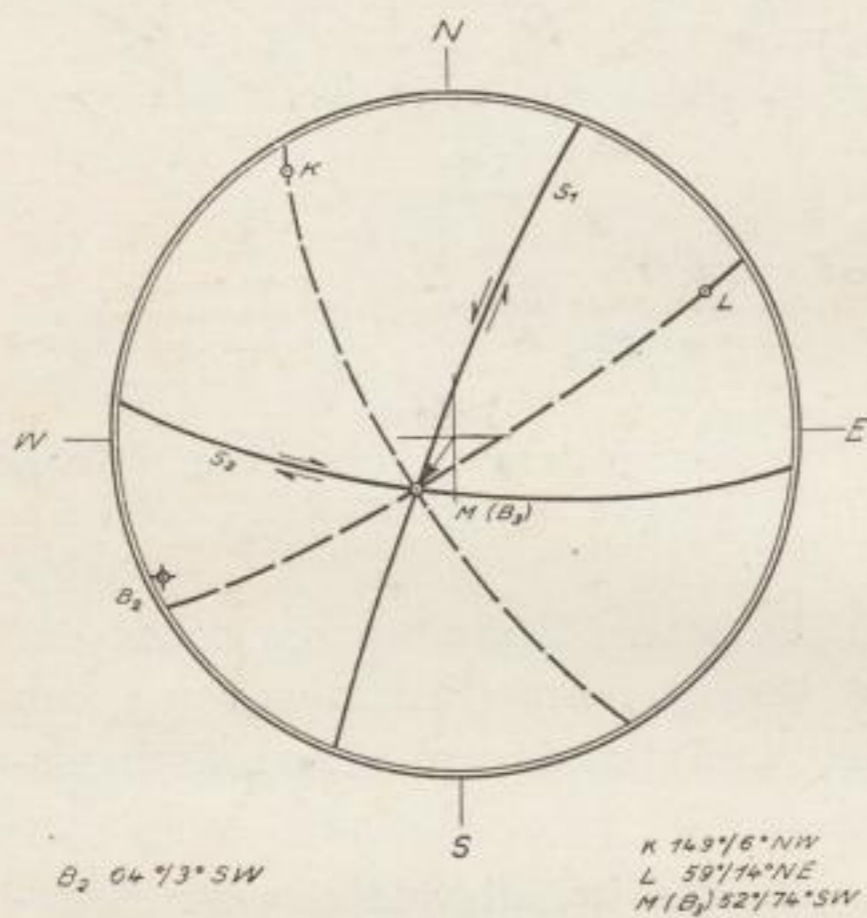


Bild 22. Räumliche Darstellung des Deformationsellipsoids vom Freiburger Scherspaltensystem Diagramm 7

rotation des Deformationsellipsoids bis in die annähernd ursprüngliche Lage des varistischen Hauptplanes II (Phase III, Bild 12). Der Einfluß von B_2' ($\perp B_2$) konnte jedoch nicht vollständig überwunden werden. In der dadurch bedingten räumlichen Lage (Bild 22) wurde das Deformationsellipsoid gegen Ende der asturischen Phase bestimmend für das Freiburger Scherkluftsystem. Diese durch ihre gut ausgeprägten Scherkluftflächen mit der dazugehörigen Zonenachse B_3 (rhombische Symmetrie!) gekennzeichnete Verformung wird mit Plan III bezeichnet.

Die gesetzmäßigen Veränderungen des Deformationsellipsoids während der einzelnen tektonischen Epochen der varistischen Orogenese zeigen, daß das Freiburger Gangsystem einen Teil des varistischen Bauplanes darstellt. Die vor allem in früheren Zeiten häufig geäußerte Ansicht, nach der sich das Gangsystem unter dem alleinigen Einfluß des intrudierten Plutons gebildet haben sollte, kann nicht mehr vertreten werden. Der erstarrte Freiburger Pluton fand die Kluftanlage

zum Teil bereits vor. Nur die mannigfaltigen, in ihrer Richtung wechselnden Öffnungsbewegungen auf den einzelnen Kluftsystemen und die dadurch bedingte Ausbildung der charakteristischen Freiburger Gangzüge sind, wie später noch eingehender behandelt wird, seinem Intrusions- bzw. Erstarrungsmechanismus zuzuschreiben.

c) Die Zugspaltensysteme

1. Beschreibung:

Neben den charakteristischen Ruschelgängen der beiden Scherrichtungen s_1 und s_2 finden sich im Freiburger Lagerstättenbezirk noch zwei Kluftsysteme mit jeweils annähernd gleicher Streich- und Fallrichtung. Sie sind außerordentlich verbreitet, und auf Grund ihrer guten Ausbildung gehören zu ihnen mit die wichtigsten Erzgänge des gesamten Gebietes. Durch ihr Streichen in N-S- und NW-SE-Richtung und das in der Regel flachere Einfallen (35° bis 65° W bzw. SW) unterscheiden sie sich deutlich von den Scherspaltensystemen. Tektonisch sind sie jedoch beide auf denselben Beanspruchungsplan zurückzuführen. Neben den z. T. nur geringen Verschiebungen auf den Gleitflächen von s_1 und s_2 (Scherbewegungen „führten nicht ins Freie“, SCHMIDT 1932) und der daraus resultierenden Bildung der Ruschelgänge wirkte sich die Scherbeanspruchung zwischen den einzelnen Blattverschiebungen noch durch die Bildung von fiederförmig angeordneten Zerspaltensystemen aus. Auf der Freiburger Gangkarte (Anl. 1) sind diese zu den beiden Schersystemen im spitzen Winkel angeordneten Fiederspaltensystemen deutlich zu erkennen. Den Scherklüften von s_1 ist ein vorwiegend in Richtung N-S streichendes Zerspaltensystem zugeordnet, während sich an s_2 ein in Richtung NW-SE verlaufendes Fiedersystem anlegt. Diese beiden Zugspaltensysteme lassen sich, entsprechend dem Verlauf der Ruschelgänge, in Richtung N-S von Falkenberg über Freiberg-Brand bis Langenau und in Richtung W-E von Rothenfurth bis Muldenhütten verfolgen, wobei analog den Scherspaltensystemen eine weitere Fortsetzung in das noch unverritzte Feld durchaus angenommen werden kann.

Das Diagramm 8 (Bild 23) aus dem Bereich Freiberg-Halsbrücke zeigt ein deutliches Maximum der Flächenpole im östlichen Sektor. Zu ihm gehört eine Maximumfläche mit dem Streichen und Fallen von $6^\circ/48^\circ$ W, in der sich das maximale Streichen und Einfallen der N-S-Fiederspaltensysteme in den Revieren von Freiberg und Halsbrücke verkörpert.

Im Revier Brand ergibt sich nach Diagramm 9 (Bild 24) eine Maximumfläche der Fiederspaltensysteme mit dem Streichen und Einfallen von $168^\circ/50^\circ$ W. Entsprechend dem in diesem Revier erfolgten Einlenken des Schersystems in die Richtung N-S dreht sich entsprechend auch die Streichrichtung des Fiedersystems aus der N-S-Richtung (Revier Freiberg-Halsbrücke) in die NNW-SSE-Richtung (Revier Brand).

Im Diagramm 10 (Bild 25) ist das N-S-Fiederspaltensystem vom gesamten Freiburger Lagerstättenbezirk mit der dazugehörigen Scherklufttrichtung s_1 dargestellt. Die Flächenpole der Zugspalten besetzen alle den östlichen Halbkreis

Freiberg i. Sa.
Bergbauamt
1932

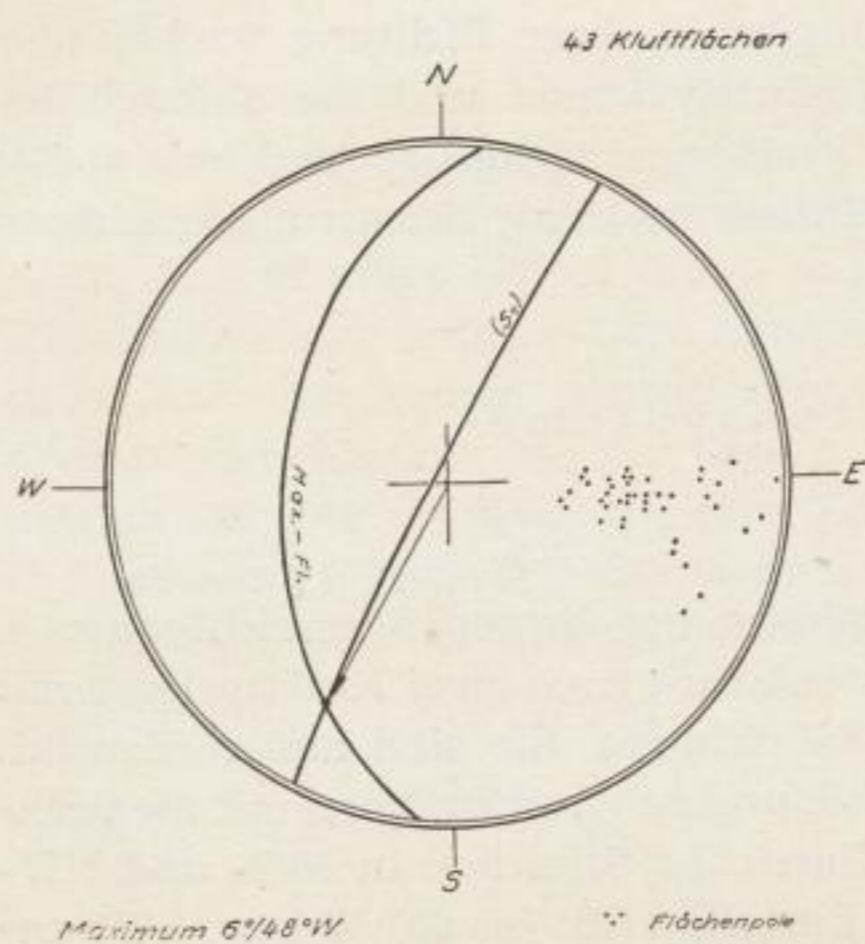


Bild 23. N-S-Fiederspalten vom Revier Freiberg—Halsbrücke Diagramm 8

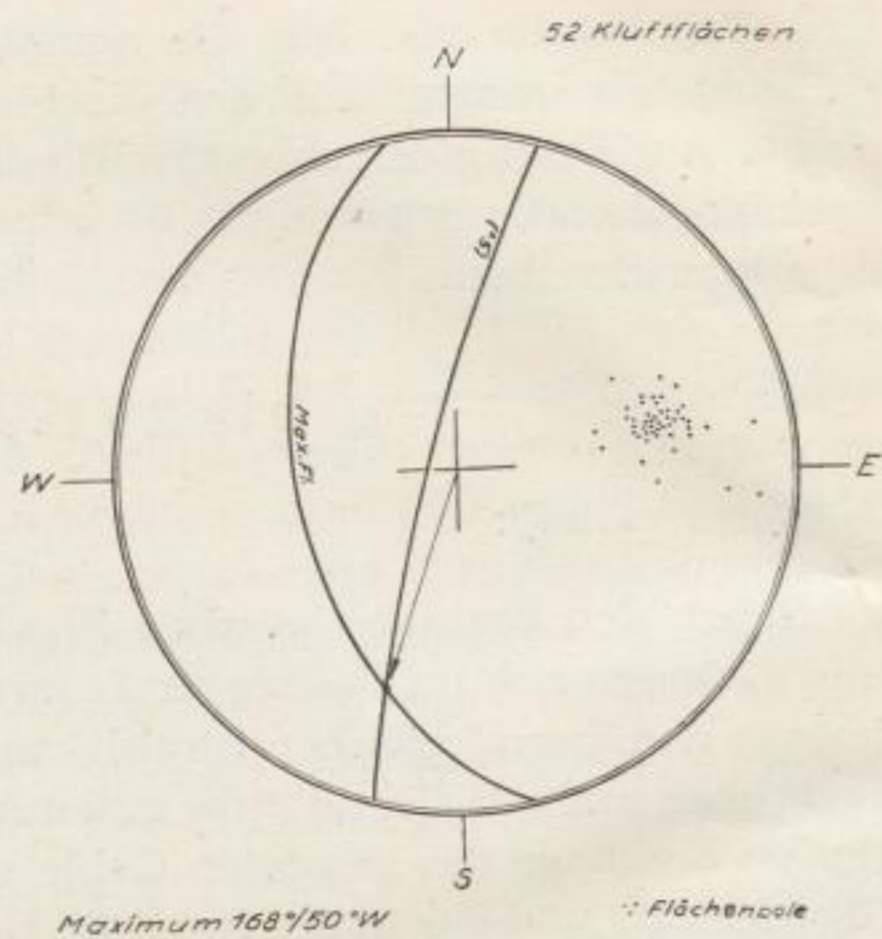


Bild 24
N-S-Fiederspalten vom Revier Brand Diagramm 9

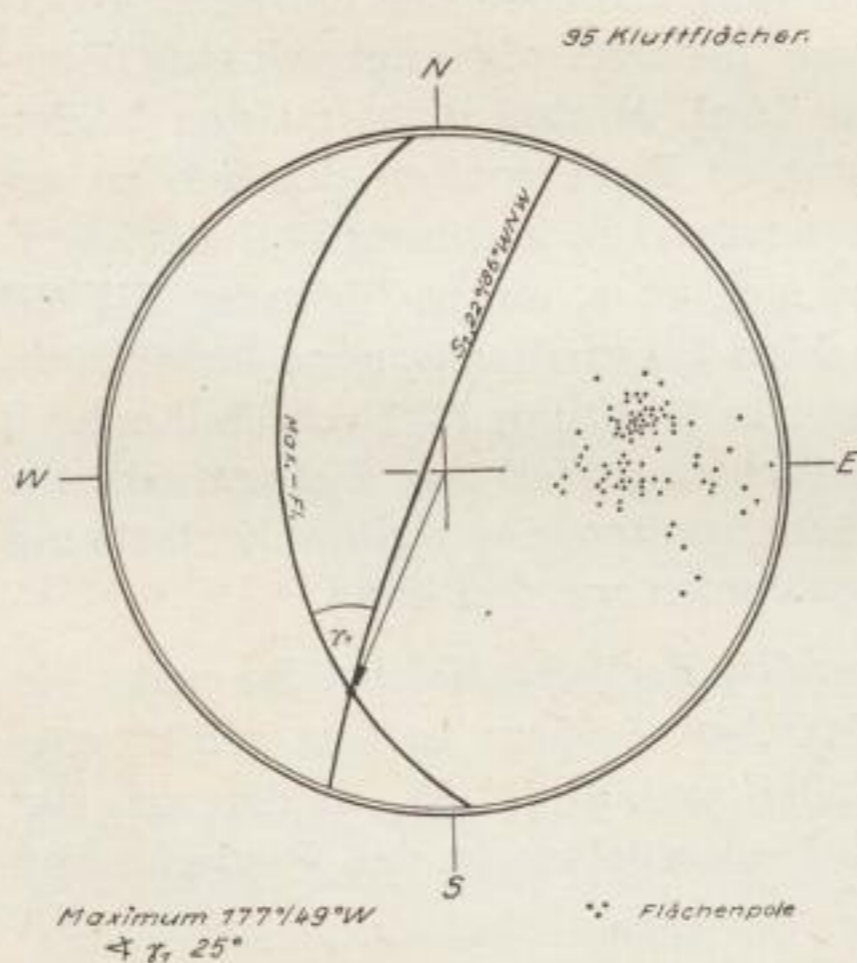


Bild 25. N-S-Fiederspalten von Gesamt-Freiberg Diagramm 10

des Diagramms, was einer Gesamt-Maximumfläche mit $177^\circ/49^\circ W$ entspricht. Der Winkel zwischen dem Fiedersystem und der Scherkluftrichtung beträgt $\gamma_1 = 25^\circ$. In der Praxis sind die Fiederspalten auf Grund ihrer Bildungsweise bestrebt, sich an das Scherklufsystem anzulegen. Sie laufen den Scherklüften z. T. parallel oder durchkreuzen sie in einem sehr spitzen Winkel. Oftmals trümen sie jedoch kurz vor ihrer Anscharung in unzählige Einzelklüfte auf, wobei manchmal ein völliges Auskeilen derselben erfolgen kann. In der Grube ist es dann in der Nähe der Scherspalten oftmals schwer, die eigentliche Richtung der Zugspalten anzugeben, erst in weiterer Entfernung von der jeweiligen Scherspalte ist der genaue Winkel zwischen beiden Systemen eindeutig zu bestimmen.

Die Gangauffahrungen auf den Fiederspalten richten sich daher in der Nähe der Scharkreuze meistens nicht mehr nach dem Gang, sondern führen querschlägig zur entsprechenden Scherspalte. Das ist natürlich bei der Betrachtung der Freiburger Gangkarte (Anl. 1) zu berücksichtigen, die ja durch die

Übereinanderprojizierung der einzelnen Gezeugstrecken (Gangstrecken) entstanden ist. Der skizzierte Verlauf der Fiederspalten beim Durchkreuzen der Scherklüfte entspricht daher nicht immer den natürlichen Verhältnissen. Der Schnittwinkel zwischen beiden Systemen ist oftmals spitzer, als er auf der tektonischen Gangkarte in Erscheinung tritt.

Dem Scherkluftsystem von s_2 sind die vorwiegend NW-SE-streichenden Fiederspalten zugeordnet. Infolge der etwas schwächeren Ausbildung des Schersystems treten die Fiederklüfte oftmals als kräftig ausgebildete Diagonalspalten auf, welche die Scherspalten untereinander verbinden und in bezug auf die Scherbeanspruchung z. T. sogar ersetzen können.

Durch den infolge der Rotation von s_2 bewirkten laufenden Richtungswechsel der Scherbeanspruchung fand dieselbe wenig Zeit zur Ausbildung und Durchbewegung der jeweiligen Scherspalten und wirkte sich daher mehr in entsprechenden diagonalen Zugspalten aus. Dies führt in seinem tektonischen Erscheinungsbild zu einem sogenannten „rhombischen“ Spaltensystem, das am Beispiel von Halsbrücke bereits einmal beschrieben wurde (BAUMANN 1953). Ähnliche Verhältnisse sind im Revier von Muldenhütten und z. T. auch im Revier von Brand zu beobachten.

Auch bei dem s_1 -System sind, besonders in den Randgebieten des Lagerstättenbezirks, manchmal analoge rhombische Spaltenanlagen zu beobachten, wie es das Beispiel im östlichen Teil des Reviers von Himmelsfürst zeigt (Systeme Leopold Sth., Johannes Sth., Samuel Sth., und Schweinskopf Fl., Lade des Bundes Fl., Theodor Fl.; s. Anl. 1).

Diagramm 11 (Bild 26) zeigt den durchschnittlichen Verlauf der NW-SE-Zugspalten im nördlichen Teil des Lagerstättengebietes. Entsprechend dem Pendeln der Einfallrichtung von s_2 , zeigen auch die zugehörigen Fiederspalten wechselndes Einfallen nach NE und SW. Es ergeben sich dabei zwei Maxima der Gangflächen, und zwar eine mit $124^\circ/66^\circ$ NE für das Revier Halsbrücke und eine mit $124^\circ/65^\circ$ SW für das Grubenrevier Freiberg. Analog dazu erfolgt das Einfallen der beiden Schnittgeraden. Das Wechseln des Einfallens ist in der Hauptsache auf den Einfluß der Gneistextur zurückzuführen. Die insgesamt für Halsbrücke und Freiberg sich ergebende Maximumfläche zeigt ein entsprechend steileres Einfallen von 75° nach SW.

Im Revier Brand (Diagramm 12, Bild 27) liegt dagegen wieder eine deutliche Anreicherung der Flächenpole im NNE-Sektor des Diagramms. Dazu gehört eine Maximumfläche von $111^\circ/60^\circ$ SW.

Diagramm 13 (Bild 28) zeigt das E-W-Fiederspaltensystem von Gesamt-Freiberg. Entsprechend der Polbesetzung, ergibt sich dabei eine Maximumfläche mit $119^\circ/66^\circ$ SW. Der Winkel zwischen dem Fiedersystem und der Scherkluftrichtung von s_2 beträgt $\gamma_2 = 23^\circ$. Auch hier sind die Zugspalten auf Grund ihrer Bildungsweise bestrebt, in das entsprechende Scherkluftsystem einzulenken. In Anl. 1 sind u. a. die wichtigsten Zugspalten beider Richtungen besonders gekennzeichnet.

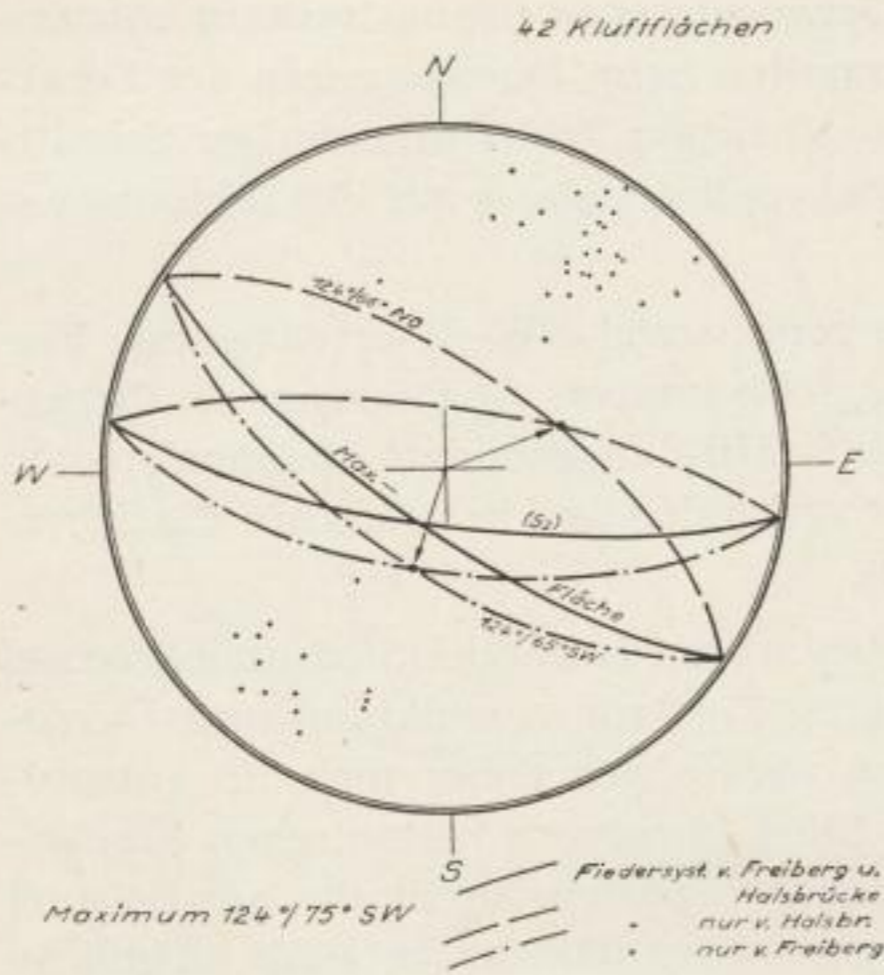


Bild 26. E-W-Fiederspaltensystem vom Revier Freiberg—Halsbrücke Diagramm 11

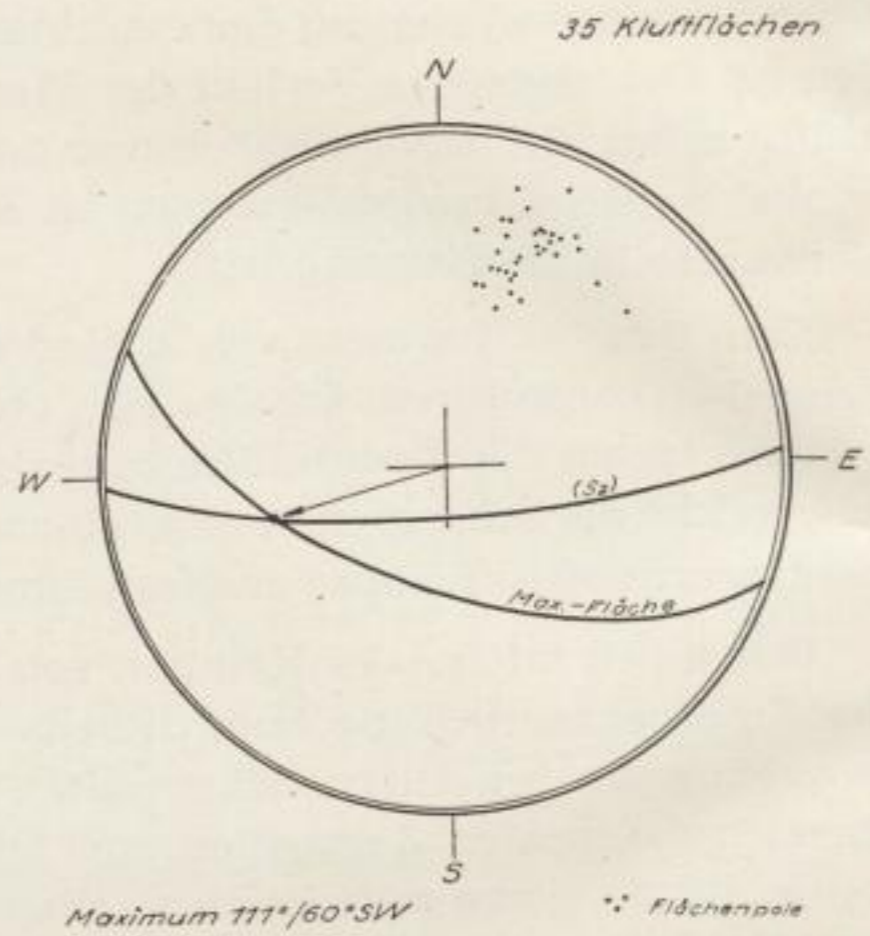


Bild 27. E-W-Fiederspaltensystem vom Revier Brand Diagramm 12

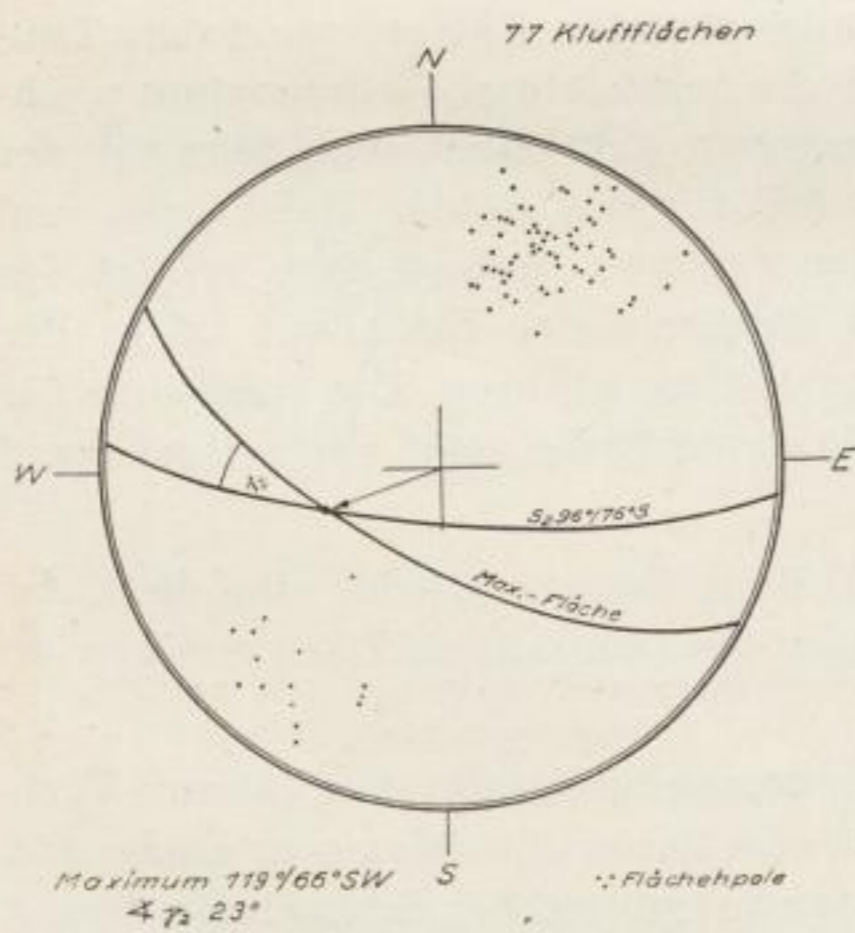


Bild 28. E-W-Fiederspaltensystem von Gesamt-Freiberg Diagramm 13

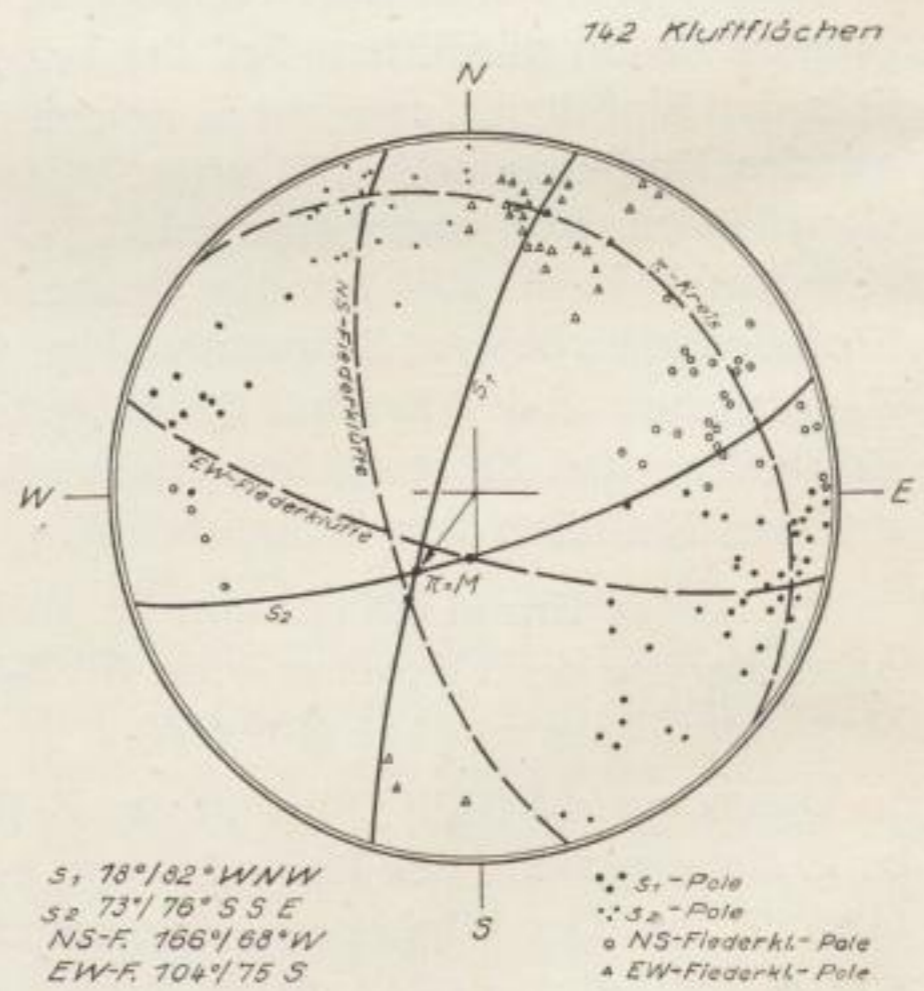


Bild 29. Verschiedene Kluffrichtungen, auf Grund einer allgemeinen Streckenkartierung im Revier Brand dargestellt Diagramm 14

Von den N-S-Fiederspaltensystemen des s_1 -Systems sind als die bekanntesten u. a. zu nennen: im Grubenrevier Freiberg der Schwarze Hirsch Sth., der Selig Trost Sth., der Erzengel-Frisch Glück Sth., der Wilhelm Sth.; im Revier Brand der Junge Mordgrube Sth., der Leander Sth., der Neue hohe Birke Sth., der Adler Fl., der Schweinskopf Fl., der Lade des Bundes Fl., der Jupiter Sth., der Kalb Sth. usw.

Bedeutende Zugspalten des s_2 -Systems sind innerhalb der Reviere von Freiberg-Halsbrücke besonders der Paul Fl., Teile des Halsbrücker Spats, der Drei Fürsten Spat, der Neue Hoffnung Fl., der Hoffnung Spat, Teile vom Abraham Spat; im Brander Revier gehören u. a. dazu der Johann Georg-Tobias Spat, der Schwarzfarbe Spat, der Schönberger Spat, der Verborgten Fl., der Wille Gottes Spat, der Paul Spat, der August Fl.

Zwischen den in Anlage 1 angegebenen Hauptzugspalten beider Systeme befinden sich natürlich noch zahlreiche gleichgerichtete Zerrklüfte und -spalten, die infolge der geringen Vererzung bisher kaum besonders beachtet wurden. Eine systematische Kartierung sämtlicher Klüfte in einigen Querschnitten des Reviers Brand brachten jedoch, wie Diagramm 14 (Bild 29) deutlich zeigt, eine völlige Übereinstimmung mit den durch die bergmännischen Auffahrungen bekanntgewordenen Gangspaltensystemen.

2. Deutung:

Die charakteristische Ausbildung dieser Gänge vor allem ihre parallele Scherung, das Fehlen von Ruschelzonen und stärkeren Durchbewegungen sowie überhaupt das allgemeine Zurücktreten von größeren Bewegungserscheinungen lassen an der Entstehung als Zugspalten kaum zweifeln. Während der späteren mehrmaligen Spaltenöffnung im Verlauf der Mineralisation fanden natürlich noch zumeist kleinere Bewegungen und Verwerfungen auf den Gängen statt, die z. T. zu Gangbreccien und Lettenzonen führten. Diese relativ geringen Verschiebungen auf den Gangflächen besaßen jedoch nicht diese Intensität, die auf den älteren Ruschelgängen vorhanden gewesen sein muß.

Die Bildungsweise der beiden Zugspaltensysteme entspricht vollkommen den Untersuchungsergebnissen von CLOOS und seiner Schule (1928 und 1936). Sie sind jeweils auf dieselben Scherbeanspruchungen zurückzuführen, die bereits zur Bildung der beiden Systeme s_1 und s_2 führten.

Die bei der Blattverschiebung auftretende Gleitreibung setzt der Scherbeanspruchung auf den Klüftflächen von s_1 und s_2 eine Grenze. Wird dieselbe überschritten, so bilden sich zusätzlich neben den Scherspaltensystemen noch Zerrklüfte. Zwischen den einzelnen Verschiebungsflächen entstehen dieselben, ohne die Bildung ersterer zu beeinflussen, angenähert senkrecht zur maximalen Zugspannungsrichtung als staffelförmig angeordnete Fiederspaltensysteme (Bild 30). Der mittlere Teil ihrer sigmoidalen Krümmung verläuft demnach senkrecht zu σ_z (größte Zugspannung) und parallel zu σ_D (größte Druckspannung). An den Enden biegen die Fiedern in die Scherrichtung ein. Ihre Lage zur Scherklüftrichtung wird stets durch die relative Richtung der Scherbewegung bestimmt, und zwar sind die Zugklüfte stets gegen die Verschiebungsrichtung nach rückwärts unter

dem theoretischen Winkel von $\gamma_{\text{theor}} = 45^\circ$ gerichtet. Durch die auf Grund des Deformationsellipsoides (Bild 21) sich ergebenden Bewegungstendenzen kam es am s_1 -System zum Aufreißen der N-S gerichteten Zugspalten und am s_2 -System

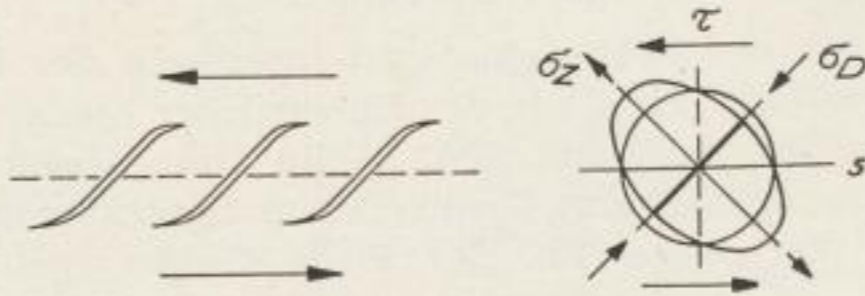
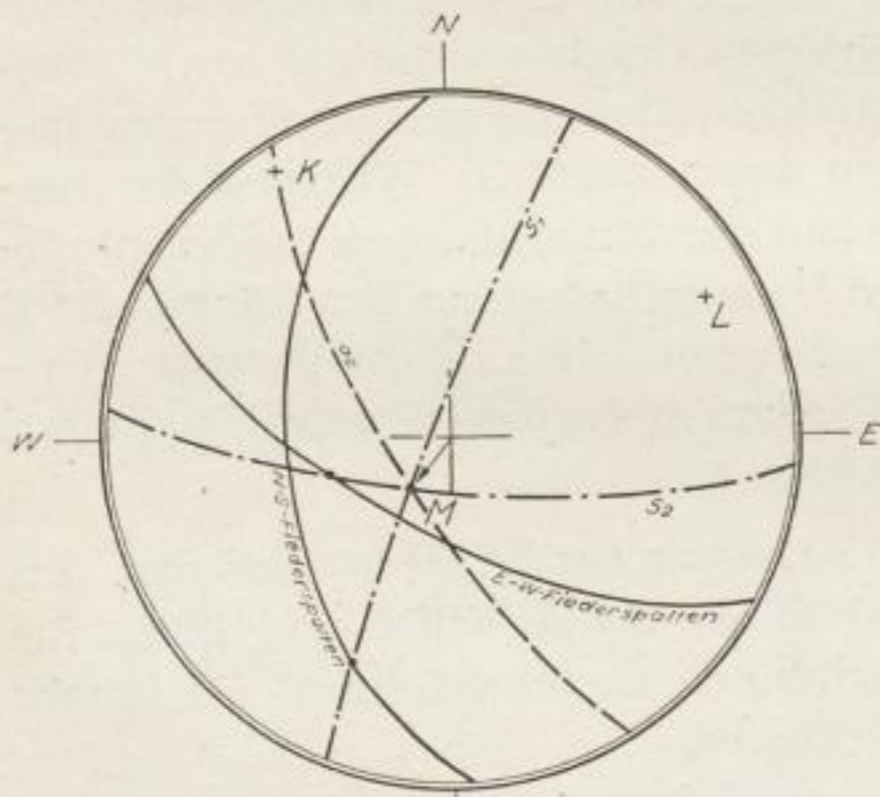


Bild 30
Schematische Darstellung von Fiederspaltensystemen an einer Scherfläche (nach CLOOS 1928 und SCHMIDT 1932)

zu den entsprechenden NW-SE gerichteten Fiedern. Beide korrespondieren mit der allgemeinen Hauptdruckrichtung a von Plan II (Achse K des Deformationsellipsoides).

Die synoptische Übersicht in Diagramm 15 (Bild 31) läßt sowohl im Streichen als auch im Einfallen der Fiederspaltensysteme ein deutliches Ordnungsprinzip erkennen.

Beide Systeme zeigen, ein gewisses Pendeln ungeachtet, generell einen diagonalen Verlauf zu den beiden ursprünglichen Scherrichtungen s_1 und s_2 . Sie bilden annähernd eine Art Winkelhalbierende zwischen dem jeweils zugehörigen Schersystem und der kleinen Achse K (in ac) des Deformationsellipsoides. Die Abweichungen davon im Streichen und Fallen lassen auch hier – analog den Scherklüften – einen gewissen ablenkenden Einfluß durch die Gneisschieferung erkennen. Dies macht sich vor allem im Revier Halsbrücke-Freiberg deutlich bemerkbar, wo sowohl die Scher- als auch die Fiederspaltensysteme infolge der Gneisschieferung ein wechselndes Einfallen nach NNE bzw. nach SSW zeigen (Bilder 15 und 26). Auch die, analog dem Gneiseinfallen, nach den Randgebieten des Lagerstättenbezirkes zunehmende Versteilung der N-S-Fiederspaltensysteme scheint diesen Einfluß zu bestätigen. Diese z. T. erheblichen Einflüsse des Nebengesteins auf die Gangtektonik werden im nächsten Abschnitt unter „Feinbau der Erzgänge“ noch etwas näher behandelt.



$s_1, 22^\circ/86^\circ \text{WNW} \left. \begin{array}{l} \text{N-S } 177^\circ/49^\circ \text{W} \\ \text{E-W } 119^\circ/66^\circ \text{SW} \end{array} \right\} \gamma_1 = 25^\circ$ $s_2, 96^\circ/76^\circ \text{S} \left. \begin{array}{l} \text{E-W } 119^\circ/66^\circ \text{SW} \\ \text{N-S } 177^\circ/49^\circ \text{W} \end{array} \right\} \gamma_2 = 23^\circ$

Bild 31. Die beiden Fiederspaltensysteme von Gesamt-Freiberg Diagramm 15

analog dem Gneiseinfallen, nach den Randgebieten des Lagerstättenbezirkes zunehmende Versteilung der N-S-Fiederspaltensysteme scheint diesen Einfluß zu bestätigen. Diese z. T. erheblichen Einflüsse des Nebengesteins auf die Gangtektonik werden im nächsten Abschnitt unter „Feinbau der Erzgänge“ noch etwas näher behandelt.

Eine zusammenfassende Darstellung der tektonischen Hauptrichtungen der beiden Scherkluftsysteme (Plan III) und ihrer jeweils zugeordneten Fiederspaltens einschließlich ihrer gegenseitigen Beziehungen bietet das Schema in Bild 32.

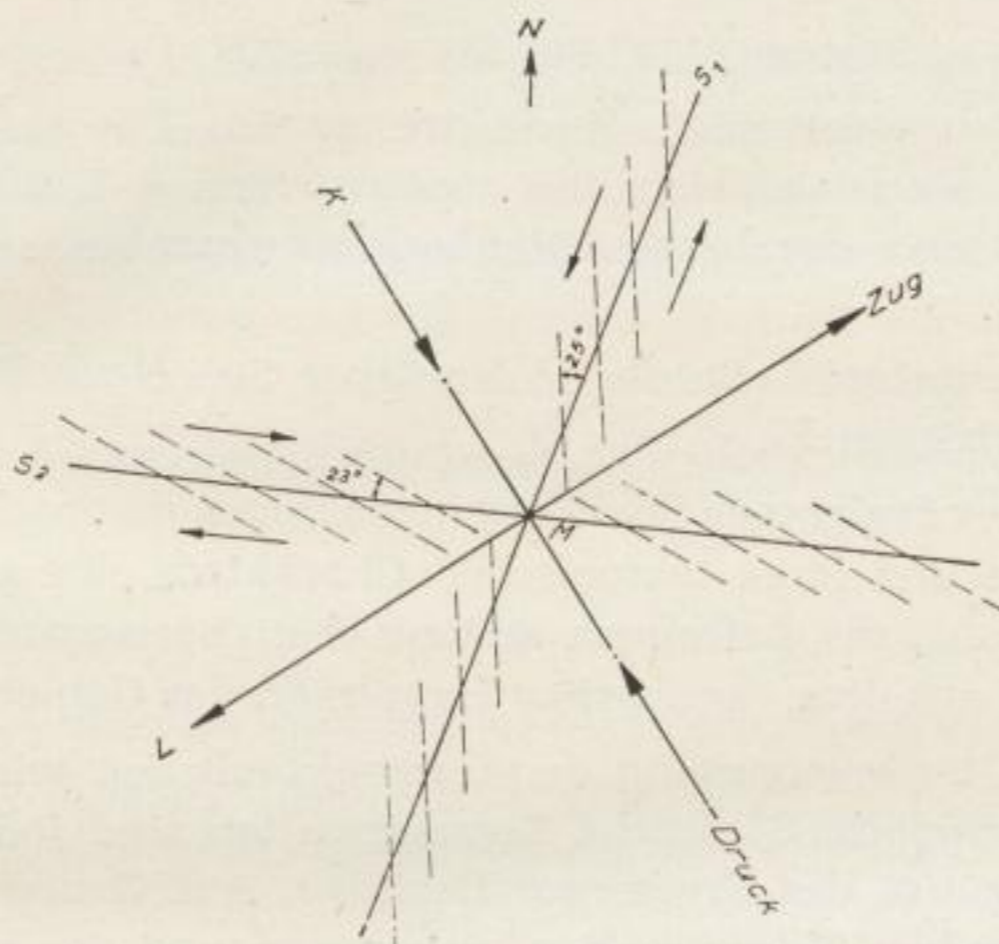


Bild 32. Die tektonischen Strukturelemente des Freiburger Gangsystems

Man kann danach im Freiburger Gangsystem folgende tektonischen Strukturelemente unterscheiden:

I. Scherspalten (Blattverschiebungen, Ruschelgänge)

1. Richtung (s_1 -System): $22^\circ/86^\circ$ WNW

Innerhalb des Lagerstättenbezirkes am deutlichsten entwickelt. Ausgedehnte streichende Erstreckung mit annähernd einheitlicher Richtung. Stark hervortretender Ruschelcharakter, horizontale Bewegungsspuren, z. T. noch beobachtbar.

Bedeutende Vertreter: Hauptstollngang Sth., Thurmhof Sth., Kirschbaum-Hohe Birke Sth.

2. Richtung (s_2 -System): $96^\circ/76^\circ$ S

Infolge Internrotation weniger deutlich entwickelt. Die Spalten zeigen in ihrer Streichrichtung eine stärkere Streuung. Ruschelcharakter tritt zurück, oftmals nur als einfache Klüfte auftretend. Horizontaler Verschiebungssinn am Verhalten gegenüber den älteren Gängen, z. T. noch erkennbar.

Bedeutende Vertreter: Riemer Spat, Juno Spat, Teile vom Halsbrücker Spat.

II. Fiederspaltens (Zerr- oder Zugspaltens)

1. Richtung (am s_1 -System): $177^\circ/49^\circ$ W; $\gamma_1 = 25^\circ$

Sehr deutlich ausgeprägtes System. Parallele Scharung und weitgehendes Zurücktreten von Bewegungserscheinungen deuten auf ein Zugspaltensystem. Zu ihr gehören die meisten Erzgänge des Lagerstättenbezirkes.

Bedeutende Vertreter: Schwarzer Hirsch Sth., Erzengel Sth., Neue hohe Birke Sth., Jupiter Sth.

2. Richtung (am s_2 -System): $119^\circ/66^\circ$ SW; $\gamma_2 = 23^\circ$

Weniger deutlich ausgeprägt. Zurücktreten von Bewegungserscheinungen. Bilden oftmals als Diagonalspalten zwischen den s_2 -Klüften das besonders für die Randgebiete des Lagerstättenbezirkes charakteristische „rhombische Spaltensystem“.

Bedeutende Vertreter: Teile des Halsbrücker Sp., Neue Hoffnung Fl., Wille Gottes Sp., Verborgten Fl.

Die Erzgänge des Freiburger Spaltensystems zeigen demnach hinsichtlich ihrer gegenseitigen Lage und ihres tektonischen Charakters eine gesetzmäßige symmetrische Anordnung, die auf einem einheitlichen Beanspruchungsplan beruht. Letzterer läßt sich aus dem varistischen Hauptplan des Gebietes ableiten.

Eine genaue Altersbestimmung der Gangtektonik ist, wie bereits erwähnt, nur sehr schwer möglich. Sämtliche Erzgangspalten sind jedenfalls jünger als die Quarzporphyrgänge des Freiburger Bezirkes. Auf Grund der Alterseinstufungen der varistischen Tektonik, der Intrusionen und der zugehörigen Ganggefölgenschaft (Tab. 2) würde sich als wahrscheinliche Entstehungszeit das Stefan bis Unterrotliegende ergeben.

Als die Mineralisation begann, war die Gangtektonik in den wesentlichsten Anlagen (als Kluftsystem) bereits fertig ausgebildet.

Die Öffnung und Füllung der Gangspalten ist von der bisher behandelten „reinen Klufttektonik“ völlig unabhängig und eine alleinige Funktion des Intrusions- bzw. Erstarrungsmechanismus des Freiburger Plutons. Diese jüngeren tektonischen Ausgleichsbewegungen im Dach des Granitmassivs während und zwischen den einzelnen Mineralisationsphasen haben das Gesamtbild zwar noch überprägt, aber in den Grundzügen nicht mehr verändert. Dabei wurden z. T. verschiedenaltige und verschiedenwertige tektonische Elemente (Scherspalten und Fiederklüfte) durch dieselben Gangausfüllungen miteinander verbunden, so daß durch diese Spaltenöffnungstektonik das tektonische Gesamtbild noch etwas komplizierter wurde.

Durch systematische Kartierungen der einzelnen Paragenesen auf den verschiedensten Gängen des Freiburger Bezirkes konnten jedoch neuerdings auch im Ablauf dieser Spaltenöffnungstektonik Gesetzmäßigkeiten erkannt werden.

II. DER FEINBAU DER ERZGÄNGE

Das nach Plan III angelegte Freiburger Spaltensystem bedarf bezüglich der lokalen Ausbildung seiner einzelnen Gangzüge noch einer gewissen Ergänzung. Da die jeweilige Gangausbildung die räumliche Voraussetzung für die an-

schließende Mineralisation darstellt, besitzt sie sowohl für die Lagerstättenforschung als auch vor allem für den praktischen Bergbau eine entscheidende Bedeutung.

Der lokale Feinbau der Freiburger Erzgänge wird im wesentlichen durch drei z. T. voneinander abhängige Einflußmomente bestimmt:

1. durch die physikalischen und chemischen Eigenschaften des Nebengesteins;
2. durch den Intrusions- bzw. Erstarrungsmechanismus, welcher für die wechselnde und sich mehrmals wiederholende Spaltenöffnungstektonik und damit für die eigentliche Gangausbildung verantwortlich ist;
3. durch den Charakter und die Durchflußmenge der in den entstandenen Spalten zirkulierenden magmatischen Residuallösungen.

Im Folgenden sollen diese Einflußmomente einer näheren Betrachtung unterzogen werden.

a) Spaltenbildung und Nebengestein

Sowohl die strukturelle Ungleichheit (Anisotropie) als auch die stoffliche Verschiedenartigkeit (Inhomogenität) des Nebengesteins üben einen z. T. erheblichen Einfluß auf den Verlauf und die Ausbildung des Freiburger Gangsystems aus.

1. Einfluß der Anisotropie

Bei der Zerschering des auf Grund seiner Struktur als anisotrop anzusehenden kristallinen Grundgebirges des Freiburger Raumes ist zu berücksichtigen, daß die Scherwiderstände auf den einzelnen Kluftflächen von s_1 und s_2 zunächst eine Funktion ihrer Lage sind. Die Schieferungsflächen im Gefüge des Nebengesteins sind als Flächen geringsten Scherwiderstandes anzusehen. Das theoretische Kluftsystem des Planes III wurde damit durch diese bereits vorhandene Anisotropie einer gewissen ablenkenden Beeinflussung ausgesetzt. Die tatsächlichen, in den Diagrammen 2 bis 5 dargestellten Scherflächen von B_3 sind demnach resultierende Gleitflächen, die man als Mittelwertbildungen zwischen der theoretischen Fläche größter Scherbeanspruchung (Gleitreibung zu groß!) und der Gesteinsschieferungsebene als Anisotropiefläche geringsten Widerstandes (Scherbeanspruchung zu klein!) auffassen kann. Diagramm 16 (Bild 33) läßt in der synoptischen

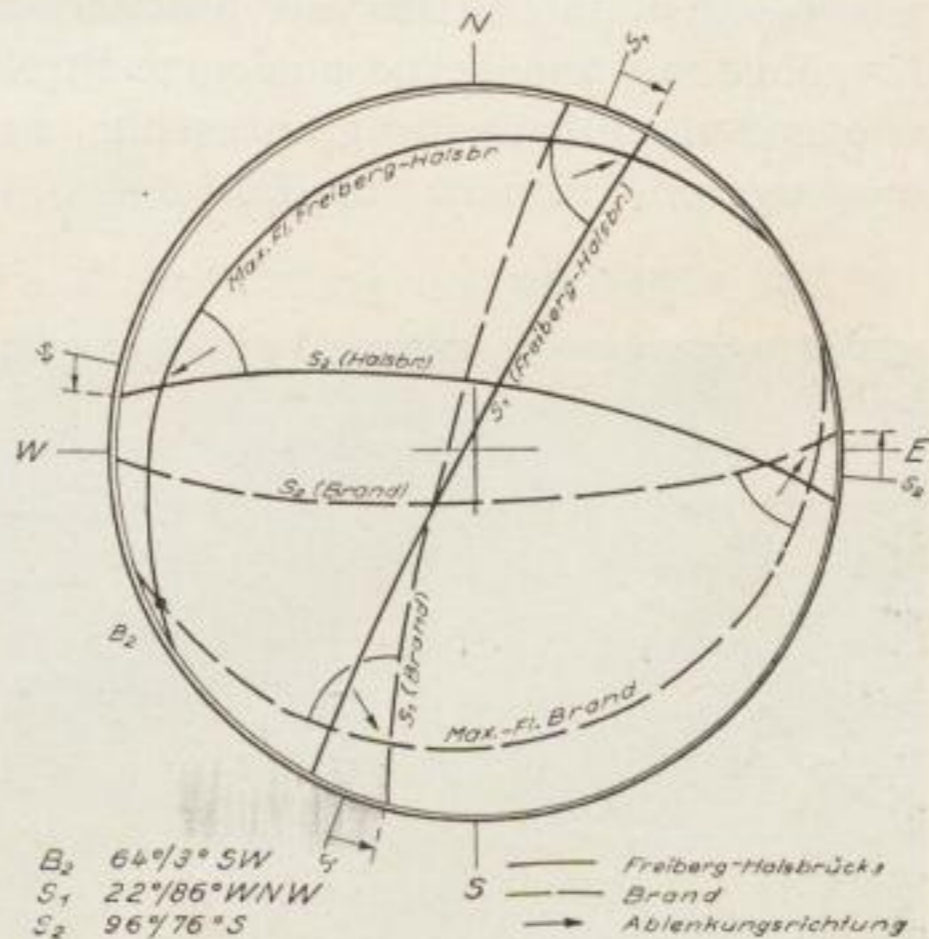


Bild 33. Einfluß der Gesteinsschieferung auf das Schersystem von Freiberg
Diagramm 16

Darstellung der Nebengesteinsschieferung und des Schersystems der Gänge diese Verhältnisse deutlich erkennbar werden. Für den nördlichen und südlichen Teil des Lagerstättenbezirkes wurden die jeweils resultierenden Maximumflächen der Gesteinsschieferung (siehe Diagramm 1, Bild 7) und die in den betreffenden Revieren Freiberg-Halsbrücke und Brand resultierenden Scherflächen von s_1 und s_2 eingetragen. Die Ablenkungsrichtungen der letzteren ergeben sich immer aus den jeweils vorherrschenden Gesteinsschieferungsflächen; sie zeigen stets die Tendenz, den Wert des spitzen Winkels zwischen Schieferungsfläche und Gangfläche ($< 90^\circ$!) zu verringern.

Damit stimmt die Beobachtung überein, daß die Schieferung des Nebengesteins auf den Gangverlauf einen um so größeren Einfluß ausübt, je spitzer der Winkel ist, den Schieferungs- s und Gangfläche miteinander bilden.

Auf der tektonischen Gangkarte (Anlage 1) ist der dadurch bedingte, bogenförmige Verlauf des s_1 -Systems mit seiner nach W gerichteten konvexen Seite deutlich zu erkennen.

Wie aus den Diagrammen 10 und 13 ersichtlich ist, trifft natürlich dieselbe Beeinflussung – wenn auch in abgeschwächter Form – für die Zugspalten zu.

Besonders im N und im S des Freiburger Gebietes, in den Revieren Kurprinz Ludwig Sp., Drei Prinzen Sp., Samuel Sp. u. a.) und Himmelsfürst (Benjamin Sth., Grünrosner Sth., Simon Bogners Neuwerk Fl. u. a.) sind die meisten Gänge bestrebt, durch eine mehr oder weniger starke Veränderung ihre Streichrichtung in das Streichen der Gesteinsschieferung einzulenken. Verläuft jedoch eine Gangspalte annähernd in der Schieferungsebene, so verteilt sich sowohl die Scherbeanspruchung als auch die Zugbeanspruchung auf viele einzelne Anisotropieflächen, und es kommt dadurch nicht zur Ausbildung einer einwandfreien Spalte. Dies wirkt sich natürlich für die anschließende Mineralisation sehr nachteilig aus. Erzgänge mit annähernd analogem Streichen zum Nebengestein sind daher vorwiegend als unbauwürdig anzusehen, sie liegen dann meist in einzelnen geringmächtigeren Trümmern vor (Bild 34).



Bild 34

Revier Brand, Hopfgarten Fl.,
15. Gez.-Str.

Der Gang verläuft hier annähernd im Streichen des Nebengesteins (Granatglimmerschiefer). Es zeigt sich deutlich, wie Streichrichtung und Gesteinsart einen nachteiligen Einfluß auf die Gangspaltenbildung ausüben. Der Gang ist kaum als einheitliche, durchgehende Spalte zu erkennen. Starke Beanspruchung des Nebengesteins in der Nähe des Ganges (Kleinfältelung!)

Wie der Sonderfall des Bär Fl. (Revier Himmelsfürst) zeigt, kann auf solchen Trümmern innerhalb eines gut geschieferten Gesteins durch die jüngeren Zugbeanspruchungen eine intensive Auflockerung eintreten, die infolge der anschließenden hydrothermalen Zersetzung des aufgeblätternen Nebengesteins teilweise in eine völlig verletzte Ruschelzone umgewandelt werden kann.

Die günstigste Voraussetzung für ein glattes Durchsetzen der Gangspalte ohne wesentliche Ablenkung ist erfahrungsgemäß dann zu erwarten, wenn der Richtungsunterschied zum Schieferungs-s annähernd 45 bis 70° beträgt; die Anisotropie des Nebengesteins ist dann in ihrem Einfluß weitgehend abgeschwächt. Für die auf weite Strecken mit annähernd konstantem Streichen verlaufenden und z. T. mächtig entwickelten Gänge im Halsbrücker und Freiburger Zentralgebiet war die Voraussetzung zum großen Teil erfüllt.

Ähnlich dem Gneisstreichen beeinflusste natürlich auch das Gneiseinfallen den Verlauf der Gangspalten. Dieser Einfluß macht sich vor allem in den Revieren Halsbrücke-Freiberg deutlich bemerkbar, wo sowohl die Scherspalten als auch die Fiederspalten, entsprechend dem Gneiseinfallen, ein wechselndes Einfallen nach NNE bzw. SSW zeigen (Bilder 15 und 26).

Auch die zunehmende Versteilung der N-S-Zugspalten in Richtung der südlichen Randgebiete des Lagerstättenbezirkes bestätigt diese Tatsache:

Schwarzer Hirsch Sth.	= 34° W
Wilhelm Sth.	= 45° W
Neue Hohe Birke Sth.	= 55° WSW
Kalb Sth.	= 60° WSW

Im Halsbrücker Revier konnte ebenfalls ein analog dem Gneiseinfallen zunehmendes Versteilen der N-S-Zugspalten nach den nordwestlichen Randgebieten hin beobachtet werden (TISCHENDORF 1955).

2. Einfluß der Inhomogenität

Neben der Anisotropie sind Verlauf und Ausbildung der einzelnen Bruchformen des Beanspruchungsplanes III noch abhängig von der inhomogenen Zusammensetzung des als Verformungskörper dienenden kristallinen Grundgebirges. Die Inhomogenität drückt sich in stofflich verschiedenen Gesteinsarten aus, die besonders nach den Randgebieten des Freiburger Lagerstättenbezirkes z. T. als mächtige Einlagerungen innerhalb der Gneise auftreten. Dieser unterschiedliche Charakter des Nebengesteins verursacht ein verschiedenes Reagieren auf die tektonischen Spannungen. Die verschiedenen Gangausbildungen finden dadurch mit ihre Erklärung.

Die bisherigen Erfahrungen besagen, daß im Freiburger Gangbezirk die Graugneise der unteren Stufe am günstigsten auf die Spannungen reagierten. Sie bilden hier mit ihrer stofflichen Zusammensetzung und den dazugehörigen Festigkeitseigenschaften für die Aufreißung und Erhaltung größerer, zusammenhängender Spaltenräume das am besten geeignete Gestein.

Demgegenüber sind die oftmals im Revier Brand (Bild 1) auftretenden sogenannten „Roten Gneise“ mit ihren Übergängen bis zum reinen Quarzit infolge ihrer Neigung zur Kurzklüftigkeit weniger dazu geeignet. Sie sind vielfach zu hart und zu widerstandsfähig gegenüber den Beanspruchungen von Plan III, und meistens tritt eine Ablenkung bzw. eine Zerschlagung der Gangspalte ein (Bild 35).

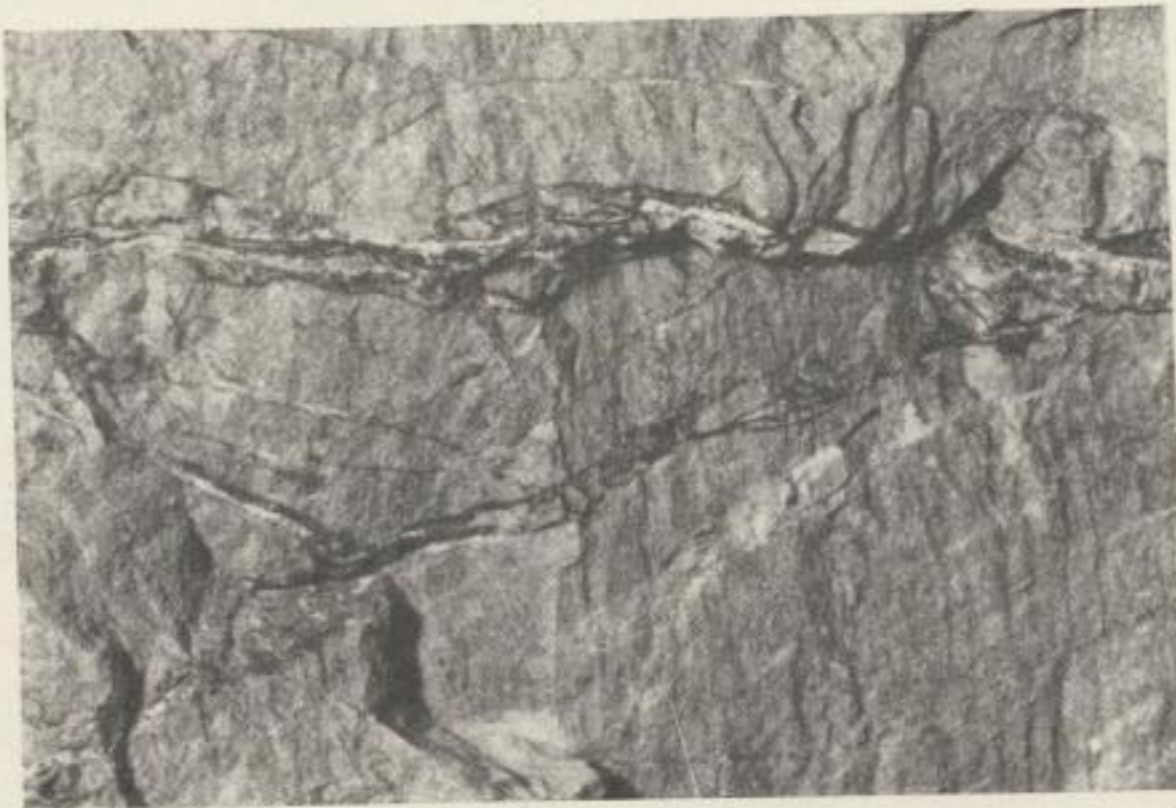


Bild 35 M. 1 : 12,5
Revier Brand, Silberfund Sth.,
15. Gez.-Str.

Unruhiger Spaltenverlauf und Zerschlagung der zunächst einheitlichen Gangspalte in mehrere Einzeltrümer innerhalb des „Rotgneises“ bzw. des Quarzits. Nach wenigen Metern verdrückt sich der Gang vollständig

Die älteren Gesteinsgänge reagierten noch ungünstiger auf die tektonische Beanspruchung. Meistens tritt auch hier eine starke Zersplitterung der Gangspalte in viele kleine Einzelspältchen ein, die manchmal mit einer Breccienbildung verbunden sein kann. Bei den relativ geringen Mächtigkeiten der Gesteinsgänge war jedoch der nachteilige Einfluß auf die durchsetzenden Gangspalten nur von untergeordneter Bedeutung. Im Gegensatz zu vielen anderen Lagerstätten (Příbram, Cripple Creek) brachte im Falle Freiberg die tektonische Raumbildung der Gesteinsgänge für die nachfolgende Lagerstättenbildung keinen Vorteil. Ein wesentlicher räumlicher Zusammenhang von Gesteinsgängen und Erzgängen bzw. eine Übereinstimmung im Streichen war bisher nirgends festzustellen und ist auch auf Grund ihrer Entstehung (Plan III!) nicht zu erwarten.

Führten einerseits zu harte und spröde Gesteine zu einer ungünstigen Spaltenausbildung, so war andererseits eine zu große Milde des Gesteins ebenfalls nachteilig für eine einwandfreie Bruchbildung und führte meistens zur Verdrückung bzw. zum völligen Verschwinden der Gangspalte. So zeigten die ebenfalls im Revier Brand auftretenden Einlagerungen von Granatglimmerschiefer sowie die im NW an das Freiburger Gneisgebiet anschließenden Glimmerschiefer- und Phyllitformationen gegenüber der Beanspruchung eine zu geringe Festigkeit. Letztere ergibt sich aus dem gegenüber den Graugneisen geringeren Kristallinitätsgrad. Diese weicheren, meist jedoch ausgezeichnet geschieferten Gesteine sind mehr oder weniger bestrebt, den durch die Beanspruchung hervorgerufenen

Bewegungsvorgängen durch Gleitung entlang den Schieferungsflächen einen Ausgleich zu geben. Dabei wird die tektonische Spannung innerhalb des Gesteins in unzählige Fließbewegungsdifferentiale aufgelöst. Die Inhomogenität des Gesteins steht hier mit seiner Anisotropie in engster Wechselbeziehung, denn meistens sind im Freiburger Lagerstättenbezirk die verschiedenen Inhomogenitätsgrenzen zugleich Anisotropierichtungen.

Beim Übergang der Spalten aus dem Graugneis in diese äußeren Gesteinsfazies geben sie ihrem bisher geraden und scharf begrenzten Verlauf eine andere Streichrichtung (Brechung der Spalte analog einem Lichtstrahl). Sie zertrümmern dabei oftmals in mehrere geringmächtigere Gangspalten oder bilden in den Gesteinen Aufblätterungszonen. Die einwandfreie Bruchverformung tritt dadurch zurück, die Spaltenbildung wird unvollkommen, und die Mächtigkeit vieler Gänge nimmt ab bzw. hört überhaupt auf (Ludwig Sp. und Drei Prinzen Sp. im nordwestlichen Glimmerschiefer, Gänge von Himmelsfürst im südlichen Granatglimmerschiefer!).

Infolge der besonders stark abnehmenden Spaltenmächtigkeit und der teilweisen Verruschelung und Verletzung der Gänge durch jüngere tektonische Beanspruchungen wurde der Durchflußquerschnitt für die aufsteigenden Lösungen innerhalb der hangenden Glimmerschiefer so verringert, daß dadurch eine wesentliche Verdichtung des Lösungsstromes und damit die Bildung von StauhORIZONTEN hervorgerufen wurde.

Vor allem im Revier Brand führten diese Verhältnisse im Liegenden des südlichen Granatglimmerschiefers zu einem ausgedehnten Lösungstau, der zu den außerordentlichen Erzanreicherungen auf den Gängen von Himmelsfürst führte (Bild 36). Der Erzreichtum auf den Gängen zog sich in fast ununterbrochenen Erzfällen entlang der Glimmerschiefergrenze in die Tiefe. Unmittelbar unterhalb derselben sind die Gänge am erzeichsten. Besonders auf dem Teich Fl., Wiedergef. Glück Sth., Jupiter Sth., Vertrau auf Gott Fl., August Fl., Silberfund Sth., Kalb Sth., Benjamin Sth. u. a. wurden reiche Anbrüche erzielt (MÜLLER 1901). Neuere Untersuchungsarbeiten haben festgestellt, daß die nördliche Begrenzung von Himmelsfürst ebenfalls durch einen Granatglimmerschieferhorizont gebildet wird. Es ist daher zu vermuten, daß in dessen Liegendem evtl. auch ein gewisser passiver Lösungstau stattgefunden hat. Die tektonischen und auch die paragenetischen Verhältnisse sprechen auf Grund der bisherigen Untersuchungsergebnisse dafür.

Obwohl sich die meisten Reicherzbildungen jeweils im Liegenden befinden, treten auch kleinere Erzfälle im Hangenden des Granatglimmerschiefers auf. Dies zeigt, daß doch einige Spalten den gesamten Gesteinskomplex durchrissen haben und damit den gestauten hydrothermalen Lösungen teilweise ermöglichten, den Glimmerschieferhorizont zu durchdringen (Wiedergef. Glück Sth., Schweinskopf Fl., Lade des Bundes Fl., Raimund und Karl Sth.). Gerade die neueren bauwürdigen Aufschlüsse auf dem Schweinskopf Fl. und dem Karl Sth. zeigen, daß nicht unbedingt die Vererzung an der Grenzfläche Graugneis-Granatglimmer-

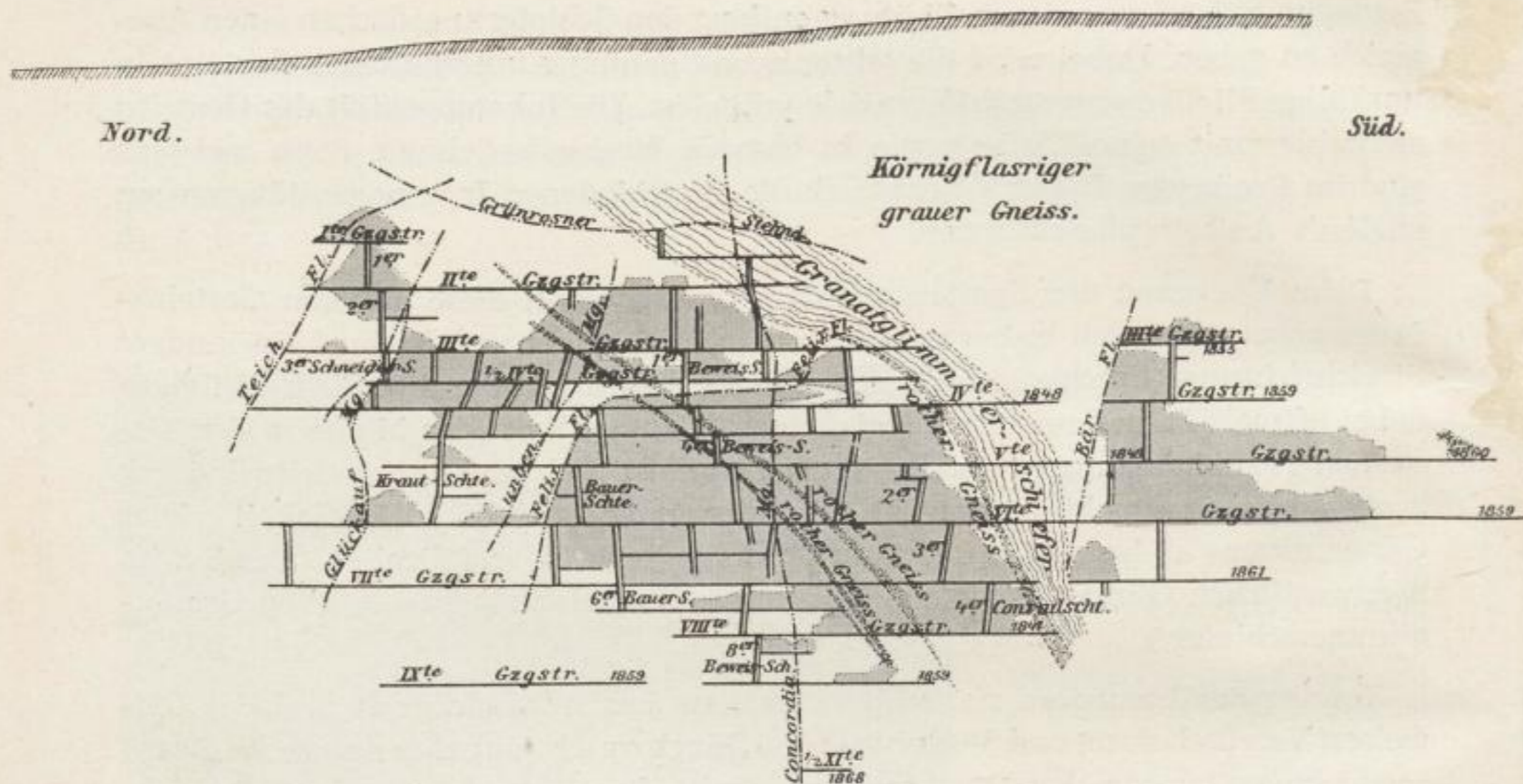


Bild 36

Revier Brand (Abt. Himmelsfürst)
Wiedergefunden Glück Sth. (Flacher RiB aus MÜLLER, 1901)

schiefer zu Ende sein muß. Wo sich eine tektonische Zubringerspalte entwickeln konnte, ist auch die Möglichkeit vorhanden, daß sich die Mineralisation weiter fortsetzte. Allein die lokale Ausbildung der einzelnen Spalte ist in diesem Falle für die bauwürdige Erzbildung entscheidend.

Analoge Verhältnisse, wenn auch in einer etwas weniger ausgeprägten Form, sind z. T. für die Erzanreicherungen auf dem Ludwig Spat und dem Drei Prinzen Spat im Liegenden des Glimmerschiefers der Grube „Kurprinz“ verantwortlich.

Einen ungünstigen Einfluß auf die Spaltenbildung des Planes III muß auch der Granit von Niederbobritzsch ausgeübt haben. MÜLLER (1901) erwähnt von dort nur einige untergeordnete Gänge, die vorwiegend mit Paragenesen der *kb*- und der *eb*-Formation ausgefüllt sind. RÖSLER (1951) stellte sowohl Gänge mit *kb*-Paragenesen als auch mit *eba*- bzw. *fb*a-Paragenesen fest. Nach ihrem Streichen lassen sie sich alle den beiden Schersystemen s_1 und s_2 zuordnen. Dabei benutzt s_1 oftmals die niedrig streichenden Teile der *Q*-Klüftung des Granits. Steiles Einfallen sowie verruschelte, z. T. mylonitische Reibungsbreccien stimmen mit dem allgemeinen Charakter der beiden Schersysteme überein. Bauwürdig sind jedoch die Gänge innerhalb des Granits kaum gewesen.

Sogar noch innerhalb der normalen grauen Biotitgneise übte die inhomogene Einlagerung des Granits einen ablenkenden Einfluß auf die Gangspalten aus. Folgen in einem gewissen Abstand vom Granit die Scherflächen noch der Normalrichtung, so ändern sie in der Nähe bzw. im Hangenden des Granits ihre Rich-

tung. Der plötzliche, im Grubenfeld von Himmelfahrt eintretende Streichrichtungswechsel des Hohe Birke-Kirschbaum Sth. und des Friedrich Sth. aus NE-SW nach N-S ist wahrscheinlich auf den dort in der Teufe auftauchenden Niederbobritzscher Granit zurückzuführen (Anlage 1).

Das divergierende Streichen der Erzgänge des s_1 -Systems von Muldenhütten (Hammerschall Sth. = 10° , dagegen Hoffnung Mg. = 50° !) und die nach NE abweichende Streichrichtung des Quarzporphyrganges von Irmershöhe (E-W-System!) westlich von Naundorf sind wahrscheinlich ebenfalls dem Einfluß des Granits zuzuschreiben (Bild 1). Die Gangflächen sind dann bemüht, sich dabei annähernd dem Umriß des Granits anzupassen. Das im Bereich des Kirschbaum Sth. erfolgte Umschwenken der Gangspalten aus der normalen NE-SW-Richtung in die abgelenkte N-S-Richtung bewirkte die enorme Verdichtung des Gangnetzes im Grubengebiet der Himmelfahrt (siehe Anlage 1; dabei konnten hier nicht einmal alle Gänge infolge Platzmangels eingezeichnet werden!). Das unmittelbare Hangende des Niederbobritzscher Granits selbst ist östlich vom Kirschbaum Sth. fast gangspaltenfrei.

Alle diese Erscheinungen sind ein weiterer Beweis dafür, daß die Bildung der Bruchformen nach Plan III (Gesteinsgänge und Erzgänge) jünger sein muß als die Intrusion des Niederbobritzscher Granits, d. h., sie kann nur aus seinem postgranitischen Potentialfeld abgeleitet werden (siehe Tabelle 2!).

Als Zusammenfassung der bisherigen Untersuchungen soll unter Verwendung der Ergebnisse von WERNICKE (1933) in Tabelle 3 für den Freiburger Lagerstättenbereich eine Reihenfolge der Gesteine unter dem Gesichtspunkt ihrer Verformbarkeit gegeben werden.

Tabelle 3
Relative Ausbildung der Gangspalten im Nebengestein des Freiburger Lagerstättenbezirkes

Gesteinsart	Struktur und Festigkeit	Gangausbildung
1. Freiburger Kerngneis Brander Gneis Himmelsfürster Gneis	fein- bis grobfläsrig, gut spaltbar	sehr gut, z. T. große Mächtigkeiten, gute Erzführung
2. Marienberger Gneis	mittel- bis grobfläsrig, gut spaltbar	analog 1.
3. Wegefarter Gneis	grobfläsrig, schiefrig, zäher als 1.	gut bis mittelmäßig, mittlere Mächtigkeiten
4. Roter Gneis und Quarzit	massig bis schiefrig, hart bis spröde, nicht gut spaltbar	ungünstig, geringe Mächtigkeiten, Zertrümmungen
5. Granatglimmerschiefer	grobfläsrig, schiefrig, zäh bis weich, schlecht spaltbar	schlecht, geringe Mächtigkeiten, Vererbung
6. Glimmerschiefer	schiefrig, sehr zäh, sehr schwer spaltbar	schlecht, Vererbung
7. Granit	massig, hart, spröde, nicht gut spaltbar	sehr schlecht, nur geringmächtige Gangtrümer
8. Quarzporphyr, Lamprophyr	massig, sehr spröde, hart splitternd	sehr schlecht, Zerschlagung der Gangspalten

3. Chemischer Einfluß des Nebengesteins

Neben dem Einfluß der mechanischen Eigenschaften des Nebengesteins auf die Ausbildung der Gangspalten wurde darüber hinaus vor allem von den älteren Bearbeitern des Freiburger Erzbezirkes eine chemische Wechselwirkung von Nebengestein und Ganginhalt angenommen. Besonders SCHEERER (1862) vertrat die Meinung, daß der leicht zersetzbare Fe^{II} -reiche Biotit der Grauen Gneise wesentlich mit zur Ausscheidung der Erz- und Gangarten beitrug, eine Meinung, der sich MÜLLER (1901) anschloß.

Neuere, speziell auf dieses Problem gerichtete Untersuchungen fehlen, so daß für ein derartiges Verhalten des Nebengesteins z. Z. noch keine endgültigen Aussagen gemacht werden können. Obwohl vielfach Veränderungen des Nebengesteins in Form einer Kaolinisierung, Serizitisierung, Verkieselung oder Bleichung (Bild 37) durch die hydrothermalen Lösungen beobachtet werden konnten, muß jedoch der Stoffaustausch, der hierbei stattgefunden, infolge der relativ nur geringmächtigen Zonen dieser Art als unzureichend angesehen werden.



Bild 37

Revier Brand, Ludwig Sp., 15. Gez.-Str.

Der Gang verläuft hier in zwei Trümmern unmittelbar im Hangenden und Liegenden eines Kersantitganges. Die Gangfüllung der beiden Erzgangtrümer besteht aus Paragenesen der *kb*-, *eb*- und *fa*-Formation. Deutlich sind im Gesteinsgang zwei Bleichungszonen zu erkennen, die sich nach der Firste hin vereinigen

Ein überzeugendes Beispiel erwähnt jedoch MÜLLER (1901) aus dem Revier „Kurprinz“ in Halsbrücke, wo durch die chemische Beeinflussung des Nebengesteins eine Erzanreicherung in den Gängen des Ludwig Spats und des Drei Prinzen Spats stattgefunden hat. Zwischen den dortigen Grauen Gneis der oberen Stufe und den Glimmerschiefer schiebt sich ein sogenanntes Felsitgestein, das MÜLLER als ein mit Rotem Gneis wechsellagerndes, dichtes porphyrtartiges Ge-

stein mit einer reichlichen Pyritimprägation beschreibt. Diese beeinflusste die Erzverteilung in Form eines teufenmäßig anhaltenden Erzfalls auf den durchsetzenden Gängen außerordentlich günstig. Besonders der Ludwig Spat zeigte im Bereich dieses Felsithorizontes die mächtigste und reichste Ausbildung des gesamten Kurprinzer Grubenfeldes (Bild 38). Es wurde daher vermutet, daß der als Übergemengteil reichlich vorhandene Pyrit als chemisch unmittelbar wirkendes Agens diese umfangreichen lokalen Erzanreicherungen bewirkte, indem von ihm eine starke Reduktionswirkung auf die metallsalzhaltigen Thermalösungen ausging. Neuere Untersuchungen über die genaueren Wechselwirkungen sind jedoch in diesem Gebiet bisher noch nicht durchgeführt worden.

b) G a n g a u s b i l d u n g

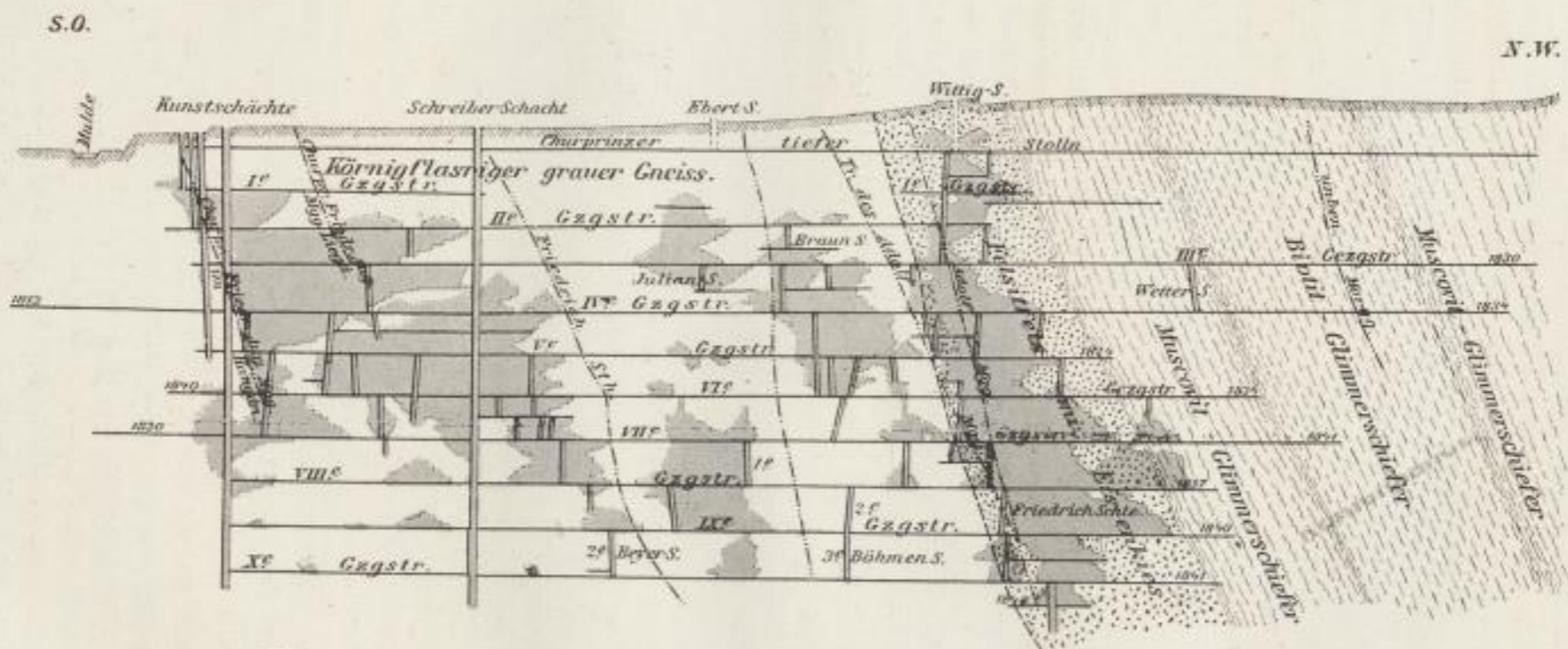
Die lokale Gangtektonik war vor allem maßgebend für die räumliche Ausdehnung des eigentlichen Freiburger Erzbezirkes, denn die Reichweiten der tektonischen Bruchlinien nach Plan III sind wahrscheinlich wesentlich größer als die durch die jüngeren tektonischen Raumbildungen für die eigentliche Mineralisation geschaffenen Gangspaltenteile. Die Mineralisation fand demnach nur in einem Teil des tektonisch vorbereiteten Gebietes statt. Dabei eignete sich das Freiburger Gangsystem mit seinen regelmäßig und weithin streichenden Gängen sehr gut für eine bauwürdige Entwicklung (die längsten bisher nachgewiesenen streichenden Erstreckungen einiger wichtiger Gänge sind: Hauptstollngang Sth. = 14 000 m, Kirschbaum-Hohe Birke Sth. = 10 000 m, Halsbrücker Gangzug = 8400 m, Thurmhof Sth. = 7000 m, Riemer Sp. = 2000 m).

Es ist nun anzunehmen, daß die vorwiegend durch den Intrusions- bzw. Erstarrungsmechanismus ausgelösten tektonischen Raumbildungen und die damit verbundenen Mineralabfolgen am günstigsten im Bereich der Aufwölbungen und Flanken des Freiburger Plutons entwickelt wurden. Die Morphologie des letzteren ist jedoch z. Z. noch nicht genau bekannt; es ist daher schwierig, irgendwelche Schlüsse daraus zu ziehen. Wahrscheinlich wird der Pluton seine höchsten Aufstülpungen innerhalb der Freiburger „Gneiskuppel“ haben.

Im Bereich der Flanken des Kuppelgewölbes waren naturgemäß die durch die Spaltenöffnungstektonik bewirkten Auflockerungen des tektonischen Strukturplanes III am stärksten.

Für die Thermallösungen, die meistens ebenfalls in den Bereichen der Granitkuppel ihre größten Anreicherungen erfahren, wurden damit die Wege nach oben hin freigemacht.

Am Anfang dieser Arbeit wurde bereits festgestellt, daß der Freiburger Pluton in Analogie zu den anderen Granitmassiven des Erzgebirges wahrscheinlich eine NW-SE-Erstreckung besitzt. Diese Annahme wurde durch geophysikalische Messungen, petrographische Befunde und durch die neueren tektonisch-paragenetischen Untersuchungen bestätigt. Daraus kann geschlossen werden, daß der Hauptteil der Freiburger Erzlagerstätte an die langen Flanken des Plutons gebunden ist. Die bauwürdige Vererzung sitzt dem durch Plan III im Streichen und



Tektonik

Bild 38. Revier Halsbrücke (Abt. Kurprinz), Ludwig Sp. (Flacher Riß aus MÜLLER, 1901)

Fallen geprägten Gangsystem auf. Die Ausbildung, d. h. die Form und Mächtigkeit der Gänge, ist vorwiegend abhängig vom Erstarrungsmechanismus des Plutons. Außerhalb der Gangspalten ist, von einigen Nebengesteinsimprägnationen in Salbandnähe abgesehen, keine bauwürdige Vererzung anzutreffen.

1. Ursache der Spaltenöffnungstektonik

Die zunehmende Abkühlung und Kontraktion des Freiburger Plutons erzeugten in den hangenden Gneispartien vorwiegend Zugspannungen, die sich auf das Kluftsystem in Form von Öffnungsbewegungen auswirkten. Diese ursächlich mit der Intrusion im Zusammenhang stehende Spaltenöffnungstektonik kann nach WERNICKE (1933) als passivmagmatisch bezeichnet werden (Passiver Intrusionsmechanismus!).

Bei der Abkühlung gaben die aufgeheizten Gneisschalen ihren Wärmeinhalt infolge der größeren Oberflächennähe schneller ab als der magmatische Kern des Plutons. Die entstehenden Ausgleichsspannungen bereiteten den Weg für den Porphyrvulkanismus. Die dabei sich bildenden Effusivdecken, insbesondere die des Tharandter Wald-Vulkans, setzten der weiteren Nebengesteinsabkühlung innerhalb des Freiburger Raumes vorübergehend ein Ende (OELSNER 1952a). Es wurde im Gegenteil dadurch eine gewisse Verdichtung der Isothermalflächen über dem Pluton hervorgerufen. Der nach erfolgter Effusion entstandene Massenschwund und die weitere Abkühlung des Magmas im Zuge der Abgabe seiner leichtflüchtigen Bestandteile bewirkten eine erhebliche Schrumpfung des Plutons, welche abermals innerhalb der Freiburger Gneise erhebliche Spannungen erzeugte. Diese fanden ihren Ausgleich an dem Freiburger Kluftsystem. Damit begann das Wechselspiel zwischen Spaltenöffnung und Mineralisation; die „reine Klufttektonik“ wurde abgelöst von der eigentlichen „Erzgangtektonik“. Neben der regionaltektonischen Anlage des Kluftsystems machte sich demnach bei der weiteren Öffnung der Scher- und Fiederklüfte zu Gangspalten der direkte Einfluß des erstarrenden Freiburger Plutons bemerkbar.

Da während der Mineralisation besonders die Fiederspalten mehrmals wieder erweitert wurden, ist für deren Öffnung immer eine Zerrung mit einer annähernd in den Fiederflächen liegenden *ac*-Ebene notwendig. Das dazu konstruierte *b* fällt immer nach der Seite des vermutlichen Kontaktes des Freiburger Plutons. Diese mit B_4 bezeichnete Richtungsachse verläuft ungefähr normal zur Kontaktfläche des erzbringenden Granits. In derselben wirkten die infolge der Volumenkontraktion hervorgerufenen Zugspannungen, welche die Öffnung der Gangspalten bewirkten (Bild 39).

Die mit der laufenden Abgabe der Residuallösungen verbundene weitere Kontraktion bewirkte erneute Aufreißungen der Spalten und erzeugte damit das für den Freiburger Lagerstättenbezirk charakteristische Bild der verschiedenen, auf einer Spalte entwickelten Paragenesen. Diese Bewegungen nach Plan IV (B_4) hielten so lange an, bis die in den hangenden Gesteinspartien durch den Intrusionsmechanismus erzeugten Spannungen wieder ihren Gleichgewichtszustand

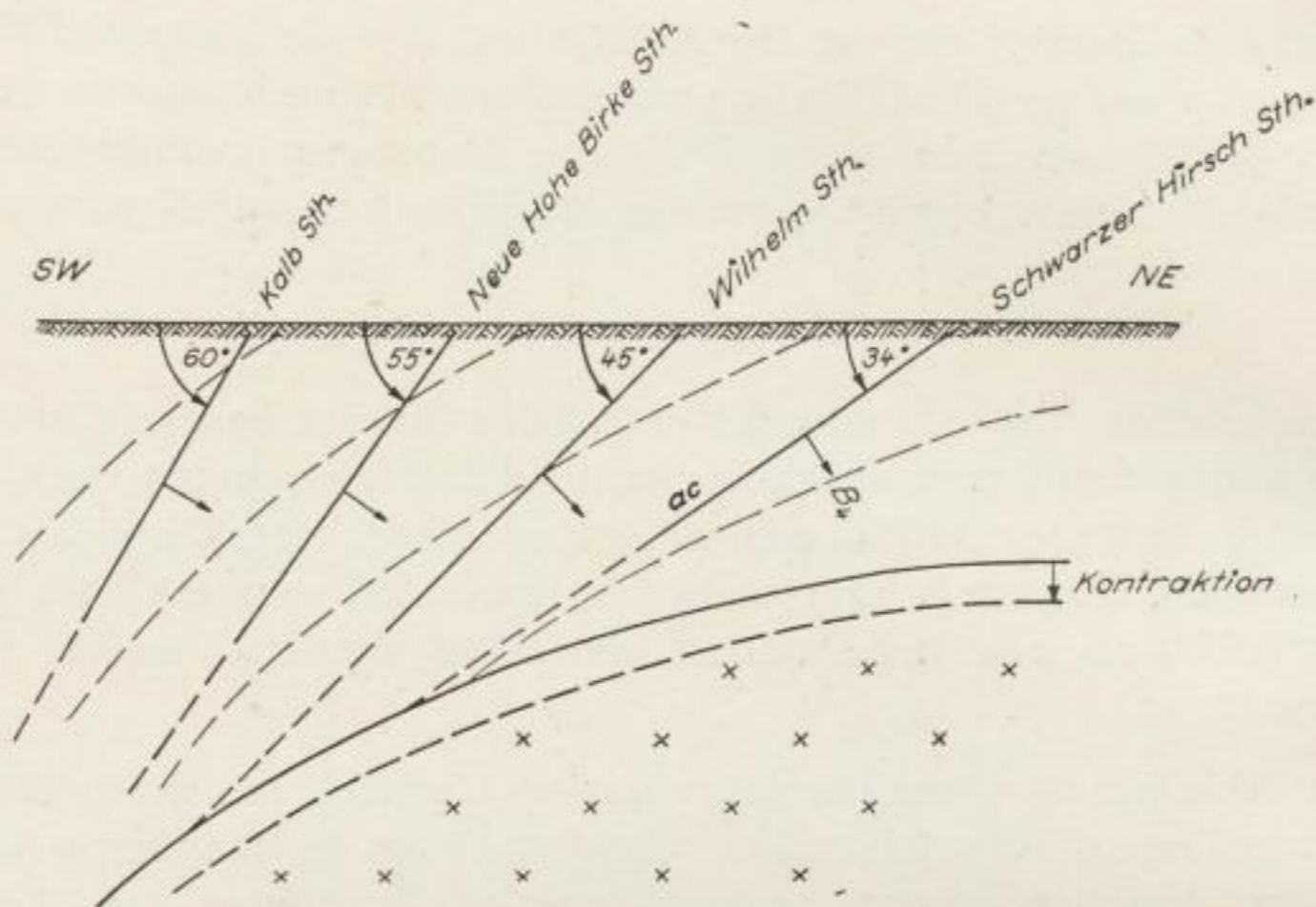


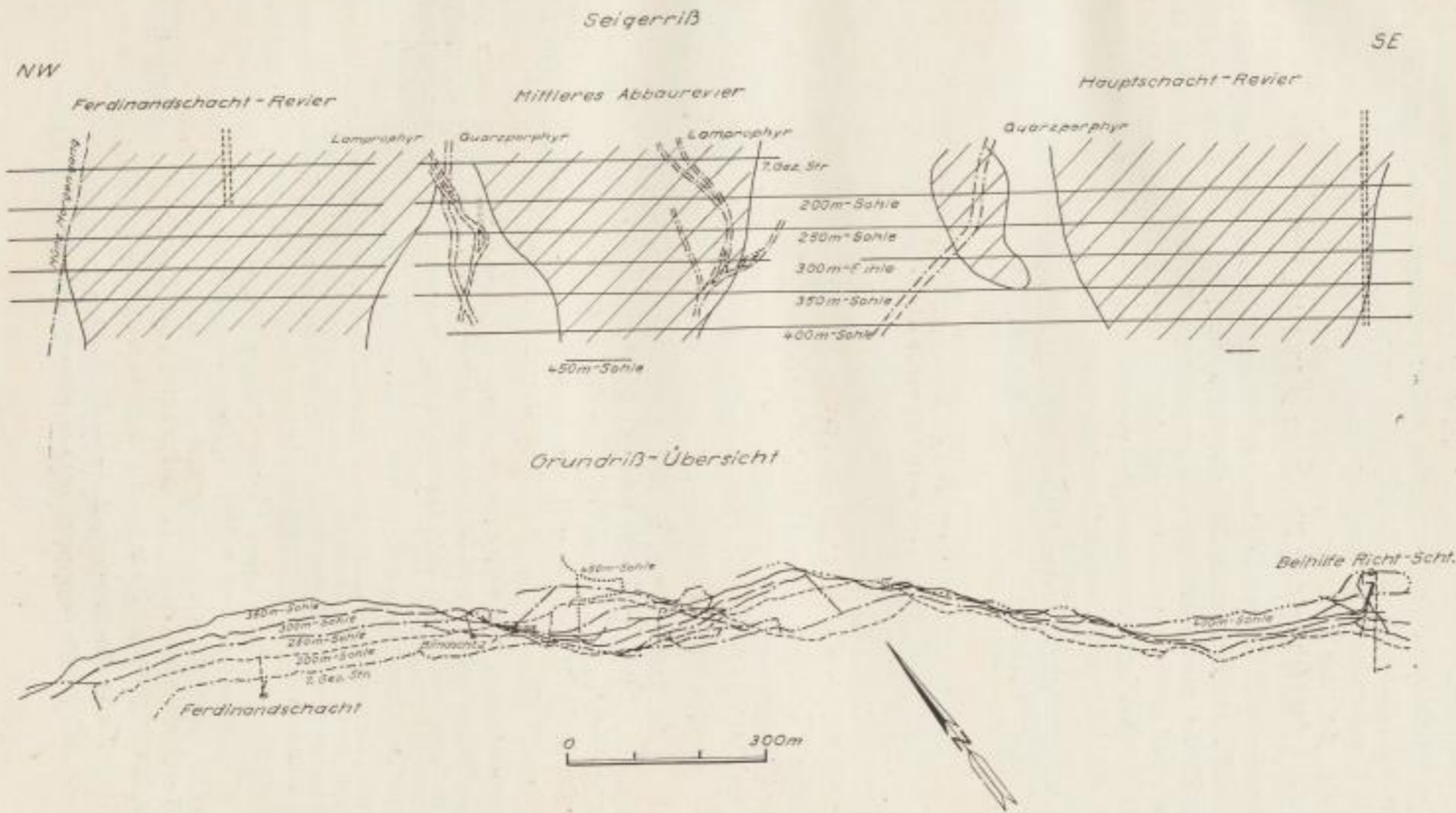
Bild 39. Prinzipskizze zum Beanspruchungsplan IV (B₁)
des Intrusionsmechanismus

erreicht hatten. Die dabei z. T. ruckartig auftretenden Ausgleichsbewegungen finden nach OELSNER (1952 c) ihre Erklärung in einer gewissen Akkumulation der Spannungen, die sich erst nach Überschreiten der jeweiligen Festigkeitsgrenze auf der Gangspalte auslösten.

Dabei wurden die annähernd N-S verlaufenden Gänge des s_1 -Systems zuerst geöffnet, und es konnten sich auf ihnen die ältesten Paragenesen des zentralen Freiburger Lagerstättenbezirkes abscheiden (*kb-eba-eb-Formationen*). Die vorwiegend NW-SE streichenden Gänge des s_2 -Systems öffneten sich dagegen erst zu einem späteren Zeitpunkt, und es kamen auf ihnen vorwiegend die jüngeren Paragenesen (*fba-BiCoNi-Formationen*) zum Absatz.

Der durch den Erstarrungsmechanismus hervorgerufene Beanspruchungsplan IV erfährt demnach bestimmte räumliche Veränderungen, auf deren Gesetzmäßigkeiten jedoch erst im Teil D nach der Besprechung der Mineralführung näher eingegangen werden soll.

Mehrmalige Öffnungsbewegungen auf derselben Spaltenrichtung bewirkten innerhalb des verschieden streichenden Freiburger Gangsystems bestimmte Reicherzonen (Hulinsches Prinzip!). Besonders auf dem Halsbrücker Spat im Grubenfeld der „Beihilfe“ sind Anreicherungen dieser Art mehrmals angetroffen worden und haben für den dortigen Bergbau eine große Bedeutung erlangt. Der Halsbrücker Spat streicht in zwei Hauptrichtungen (Scherrichtung s_2 und die dazugehörige Fiederspaltenrichtung). Die Scherrichtung s_2 ($100-120^\circ$) wurde im Gegensatz zur diagonal verlaufenden Zugspaltenrichtung ($120-155^\circ$) durch die Spaltenöffnungstektonik nach Plan IV mehrmals geöffnet, so daß auf ihr auch mehrere Paragenesen zum Absatz kamen und dadurch diese Streichrich-



Der Feinbau der Erzgänge

Bild 40. Revier Halsbrücke, Grund- und Flächriß vom Halsbrücker Spat. Die Erzfälle des Ganges sind an eine bestimmte Streichrichtung (100 bis 120°) gebunden

tung „veredelten“. Sehr anschaulich werden diese Verhältnisse auf dem Flachen Riß des Halsbrücker Spats zwischen dem Ferdinand-Schacht und dem Beihilfe-Richtschacht (Bild 40). Die Erzfälle sind vorwiegend an die Streichrichtung von $100-120^\circ$ gebunden und durch den dort schon lange umgehenden Bergbau als Baufelder deutlich zu erkennen. Das Prinzip der Spaltenöffnungstektonik für diesen Teil des Halsbrücker Reviers zeigt Bild 41a.

Ähnliche Verhältnisse können oftmals auch im Einfallen festgestellt werden. So ist z. B. das Maximum der *eb*-Abscheidung auf dem Schweinskopf Fl. im Revier Brand nur an die jeweils am steilsten (75° SW) einfallenden Gangteile gebunden (KRAFT 1954). Das infolge der Schwerkraft eintretende Abgleiten der jeweils hangenden Gesteinsscholle verhinderte hier die weitere Öffnung der flacher (55° SW) einfallenden Gangteile (Bild 41b).

Erzanreicherungen dieser Art vor allem im Streichen des Ganges sind im Freiburger Lagerstättenbezirk sehr weit verbreitet.

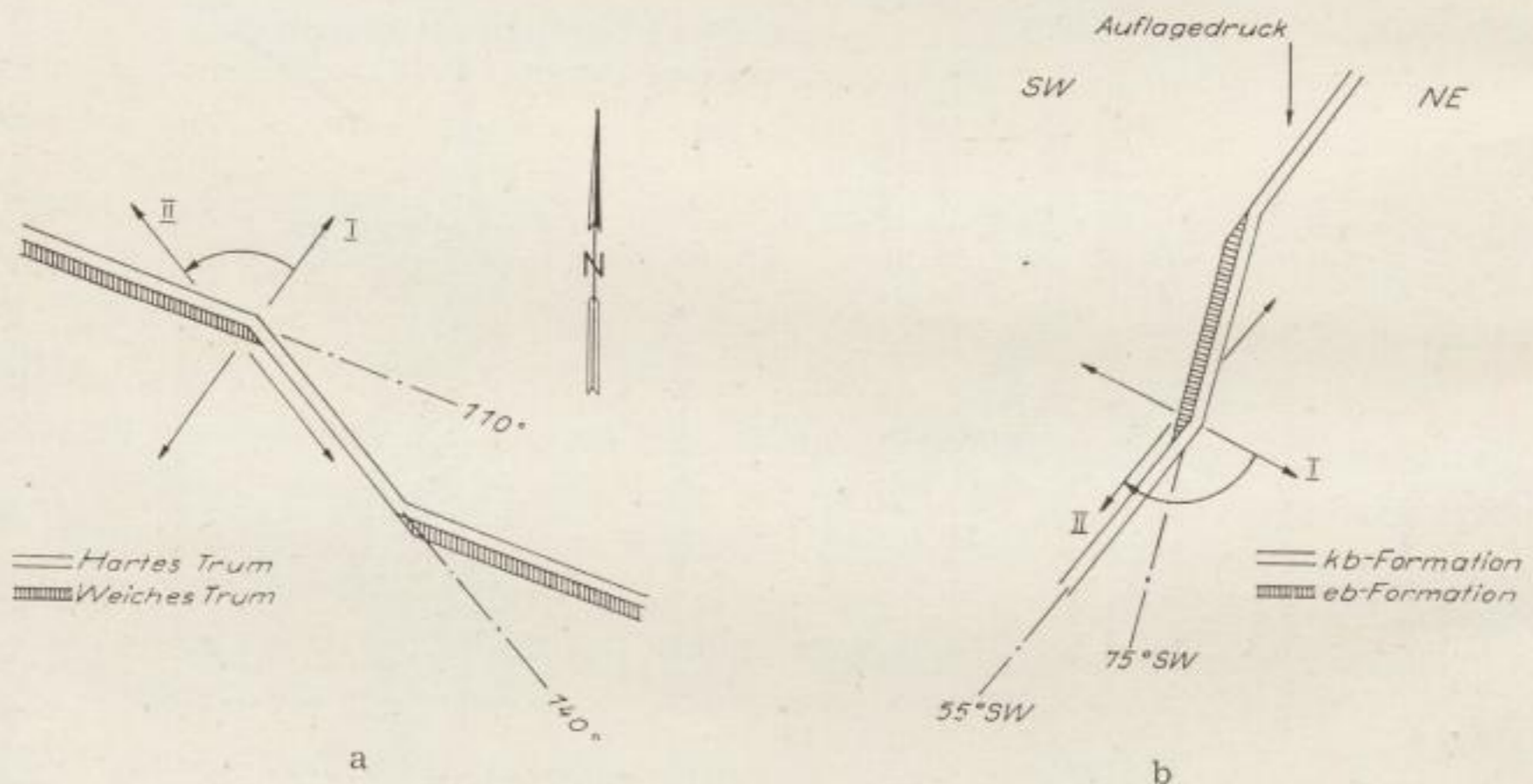


Bild 41. Prinzipskizzen zur Bildung von Reicherzonen durch die Spaltenöffnungstektonik
 a) Beispiel des Halsbrücker Spats. Die von der Paragenese des „Harten Trums“ ausgefüllte Gangspalte (Öffnungsrichtung I $\rightarrow B_1!$) wird durch die Paragenese des „Weichen Trums“ (Öffnungsrichtung II) auf den mit 110° streichenden Gangteilen verbessert.
 b) Beispiel des Schweinskopf Fl. (Revier Brand). Die mit Paragenesen der *kb*-Formation gefüllte Spalte (Öffnungsrichtung I nach dem Granitkontakt gerichtet $\rightarrow B_1!$) wird auf den steiler fallenden Teilen durch die Paragenesen der *eb*-Formation (Öffnungsrichtung II infolge der Schwerkraft!) veredelt.

2. Die beiden Gangtypen

Ihrem tektonischen Ausbildungscharakter nach kann man bekanntlich innerhalb des Lagerstättenbezirkes zwei Gangtypen unterscheiden:

- a) die Scherspaltengänge oder Ruschelgänge
- b) die Zugspaltengänge oder Fiedergänge

Zwischen diesen beiden Extremen gibt es noch alle möglichen mechanisch bestimmten Übergänge, die besonders durch lokale Einflüsse bedingt sind.

Die Scherspaltengänge zeichnen sich durch ihre ausgedehnte streichende Erstreckung, durch ein sehr steiles Einfallen und durch ihren Ruschelcharakter aus. Sie bestehen oftmals aus mehreren parallel verlaufenden Gangtrümmern, wobei die Mineralisation teilweise von einem Gangtrum auf das andere überwechseln kann. Innerhalb dieser Gänge befinden sich z. T. stark zersetzte, meist kaolinisierte oder auch verkieselte bzw. chloritisierte Nebengesteinsbreccien. Die einzelnen Gesteinsbruchstücke sind in verschiedenen Größen sowohl mit eckiger als auch gerundeter Form vertreten. Oftmals sind sie durch die jüngeren tektonischen Bewegungen völlig zerrieben worden und bilden dann zusammen mit den ebenfalls durchbewegten älteren Mineralabfolgen mylonitische Zonen. Die jüngsten Zerreibungsprodukte liegen dann in Form von feinsten Gangletten meistens auf den liegenden Salbändern. An vielen derselben sieht man oftmals gut ausgebildete, meist vertikale Rutschharnische, die auf jüngere Bewegungen schließen lassen.

Manchmal sind auch die lettigen Gangauffüllungen durch starken Druck innerhalb der Spalte deutlich „geschiefert“, wobei einzelne solcher „Schieferungsflächen“ als glatte Harnischflächen ausgebildet sein können. Diese sog. Pseudosalbänder innerhalb der Scherzone führen während der bergmännischen Auffahrungen in bezug auf die wahren Mächtigkeiten oftmals zu Trugschlüssen. Es kann dann der Fall eintreten, daß innerhalb einer schon lange bebauten Gangzone plötzlich jenseits eines solchen „Salbandes“ ein neues Paralleltrum angefahren wird.

Die Hauptbewegungsflächen wurden oftmals von diesen feinen Gangletten vollkommen verstopft und verklebt, so daß sie als Aufstiegswege für die hydrothermalen Lösungen nur bedingt in Betracht kommen konnten. Infolge ihrer Undurchlässigkeit übten sie auf die Mineralisation manchmal einen ablenkenden Einfluß aus bzw. wirkten auf die Vererzung der durchsetzenden Gänge als Stauflächen. Den Erztrümmern parallel laufende Nebengesteinsbreccien wurden oftmals ebenfalls mit vererzt. Manchmal können auch Teile des Nebengesteins innerhalb der Scherzone vollständig mit Erzen und Gangarten durchtrümmert bzw. imprägniert sein. In solchen Fällen ist es meist schwierig, einwandfreie Mächtigkeitsangaben zu machen (Bild 42).

Innerhalb der mächtigeren Ruschelzonen nehmen die Erzmittel jedoch nicht die gesamte Mächtigkeit ein. Vererzte und nicht vererzte Partien wechseln vom Liegenden zum Hangenden miteinander ab. Um bei den Auffahrungen sicher zu gehen, ob man auch alle Erzmittel erfaßt hat, wäre es notwendig, in gewissen Abständen die gesamte Gangzone querschlägig zu durchhörtern. Andererseits können die vererzten Gangpartien sowohl im Streichen als auch im Fallen durch vollständig taube Ruschelzonen unterbrochen werden, auf denen keinerlei Anzeichen einer Lösungszirkulation anzutreffen sind. Im Gesamtbild ergibt das eine außerordentlich absetzige Vererzung (Bild 43). Die Ruschelgänge haben von

Bergakademie
- Bucherei -
Freiberg i. Sa.

Tektonik

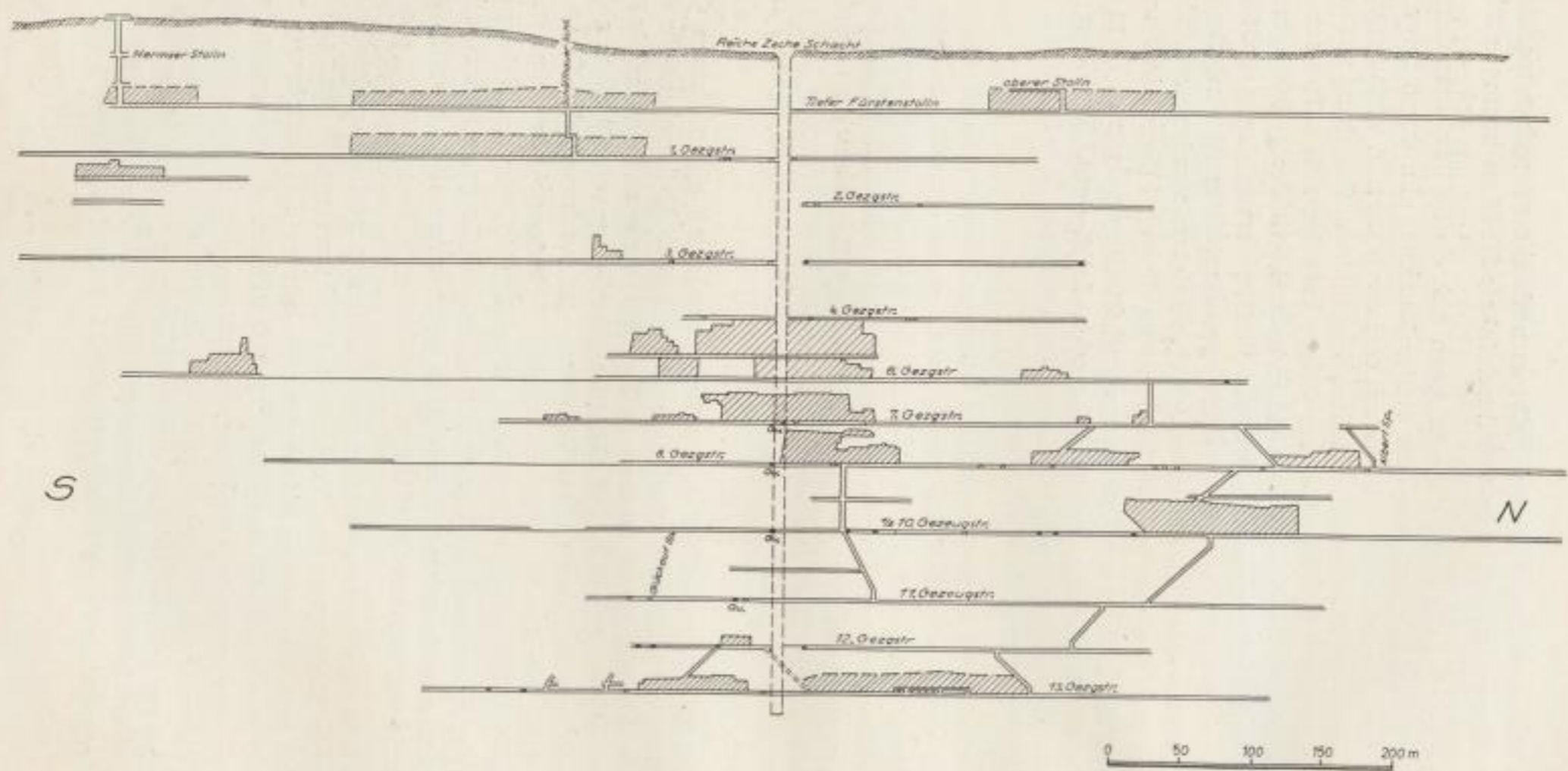


Bild 43. Revier Freiberg, Flacher Riß vom Hauptstollngang Sth.: Musterbeispiel einer Scherspalte mit absetziger Vererzung

Bild 42 M. 1 : 28
Revier Freiberg, Hauptstollngang
Sth., 8. Gez.-Str.

Erzgang mit älterer stark entwickel-
ter Ruschelzone (rechts im Bild).
Diese wurde z. T. nachträglich durch
jüngere Hydrothermalabsätze
imprägniert



allen Gängen des Freiburger Lagerstättenbezirkes die niedrigsten Bauwürdigkeitskoeffizienten. Trotzdem sind sie auf Grund ihrer weiten streichenden Erstreckung und ihrer relativ reichen und mächtig entwickelten Erzmittel Gegenstand eines jahrhundertalten und bis zur Gegenwart reichenden Bergbaus gewesen.

In den Randgebieten des Lagerstättenbezirkes tritt der Ruschelcharakter teilweise zurück. Es liegen dann vielfach „zusammengesetzte Gänge“ vor, bei denen meist nur noch am Salband eine mehr oder weniger starke Gesteinszerrüttung vorhanden ist (Bild 44). Diese macht sich besonders bei den bergmännischen Auffahrungen durch eine erhöhte Bruchgefahr als äußerst hinderlich bemerkbar.

Die nach der Auslösung der Scherspannungen auch auf den Scherspalten eintretenden Zugbeanspruchungen bewirkten eine weitere Auflockerung der Gangzonen und damit die Ausscheidung von weiteren, z. T. umfangreichen Erzmitteln.

Im Gegensatz zu den Scherspalten sind die reinen Zugspaltengänge in der Regel einfach gebaut. Sie haben glatte und einwandfrei ausgebildete Salbänder, da größere Bewegungen auf ihnen kaum stattgefunden haben. Der Erstarrungsmechanismus verursachte natürlich während der



Bild 44 M. 1 : 20
Revier Brand, Silberfund Sth., 15. Gez.-
Str. Erzgang (mit Paragenesen der kb-
und eb-Formation) und Zerrüttungszone
im Hangenden

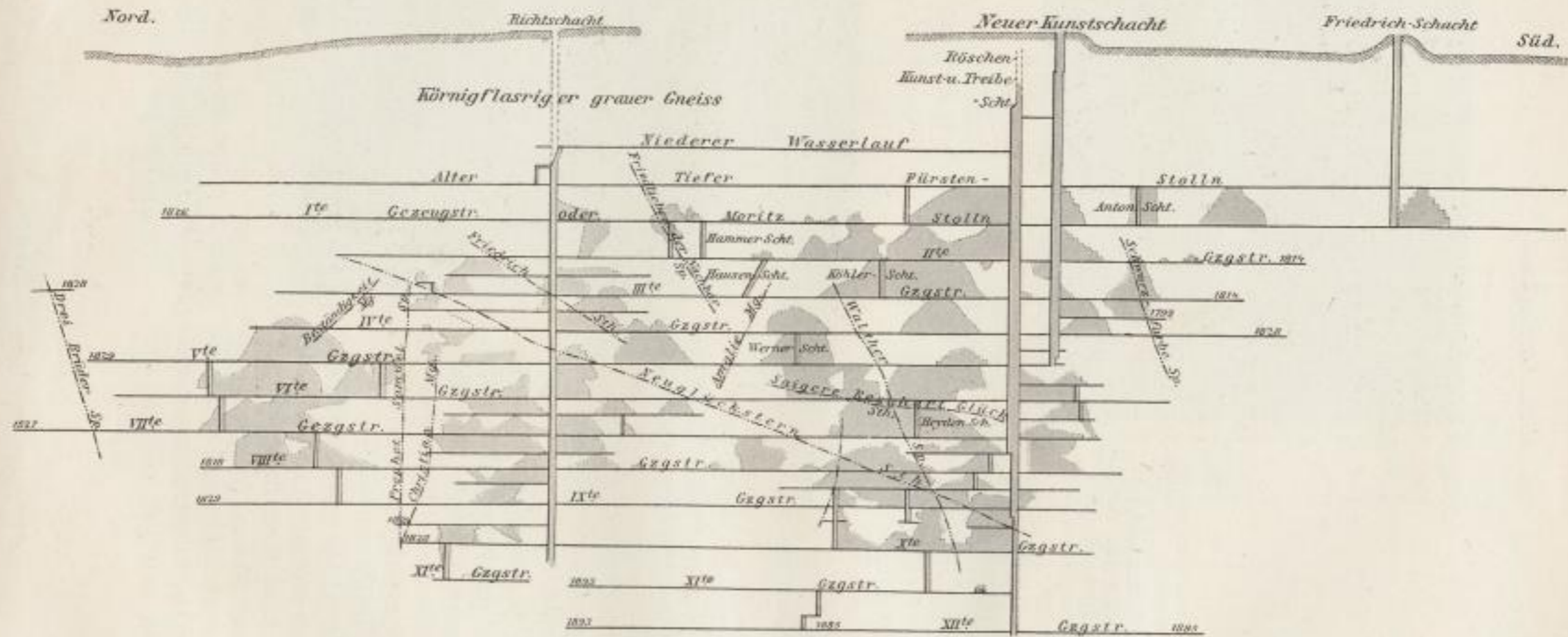


Bild 45. Revier Brand, Flacher RiB vom Neue hohe Birke Sth.
 Musterbeispiel einer großen Zugspalte mit nahezu gleichmäßiger Verteilung der Erzmittel
 (aus MÜLLER, 1901)

Mineralisation kleinere Bewegungen und Verwerfungen, die z. T. zu Gangbrecien und Lettenbestegen auf den Salbändern führten.

Die manchmal auf den Harnischen vorhandenen *a*-Riefungen mit den dazugehörigen *b*-Achsen (senkrecht zur Bewegungsrichtung *a*!) lassen vorwiegend eine vertikale Bewegungskomponente erkennen. Es erfolgte demnach im Rahmen der Zugspaltenbildung nach Plan IV und der damit hervorgerufenen starken Vergitterung des Spaltennetzes eine weitestgehende Zerlegung des Nebengesteins in einzelne Schollen, die unter Wirkung ihrer eigenen Schwere sich längs der Gangspalte \pm in der Vertikalen gegeneinander verschoben.

Dabei sind immer jeweils die Hangendschollen, d. h. am N-S-System die westlichen und E-W-System im Revier Halsbrücke die nördlichen bzw. in den Revieren Freiberg und Brand jeweils die südlichen Schollen, nach der Teufe hin abgesunken. Größere Verschiebungen (> 10 m) haben jedoch innerhalb der bisher aufgeschlossenen Teile des zentralen Freiburger Lagerstättenbezirkes nur wenig stattgefunden. Die Mächtigkeit der auf den Zugspalten aufsetzenden Erzgänge schwankt bei dem N-S-Fiedersystem zwischen wenigen Zentimetern und 1 m. Im Durchschnitt haben die bauwürdigen Teile dieser Gänge eine Mächtigkeit von 30 cm. Das E-W-System erreicht dagegen Mächtigkeiten bis zu 6 m einschließlich der eingeschlossenen Nebengesteinsbruchstücke. Die durchschnittliche Gangmächtigkeit liegt hier annähernd bei 80 cm.

Die streichenden Erstreckungen der Zugspalten sind sehr verschieden, meist überschreiten sie nicht die 2000-m-Grenze. Auf Grund ihrer Bildungsbedingungen verlaufen sie immer diagonal zwischen den zugehörigen Scherspalten, über die sie ursprünglich als Fiederklüfte wahrscheinlich nicht sehr weit hinausgereicht haben werden. Erst während der späteren Zugbeanspruchungen im Gefolge des Erstarrungsmechanismus erfuhren sie wahrscheinlich in ihrem Verlauf eine zusätzliche Erweiterung und damit ihre heutige Ausbildung.

Im Gegensatz zu den Scherspalten ist durch die günstigere tektonische Raumbildung dieser Gänge die folgende Mineralisation gleichmäßiger auf den gesamten Gangraum verteilt worden. Dies wirkt sich praktisch in einem höheren Bauwürdigkeitskoeffizienten aus (Bild 45).

Kleintektonik und Gangstrukturen beweisen auch hier analog den Scherspalten eine mehrfache Wiederbelebung während des Aufstiegs der hydrothermalen Lösungen.

3. Gegenseitige Beeinflussung der Gangspalten

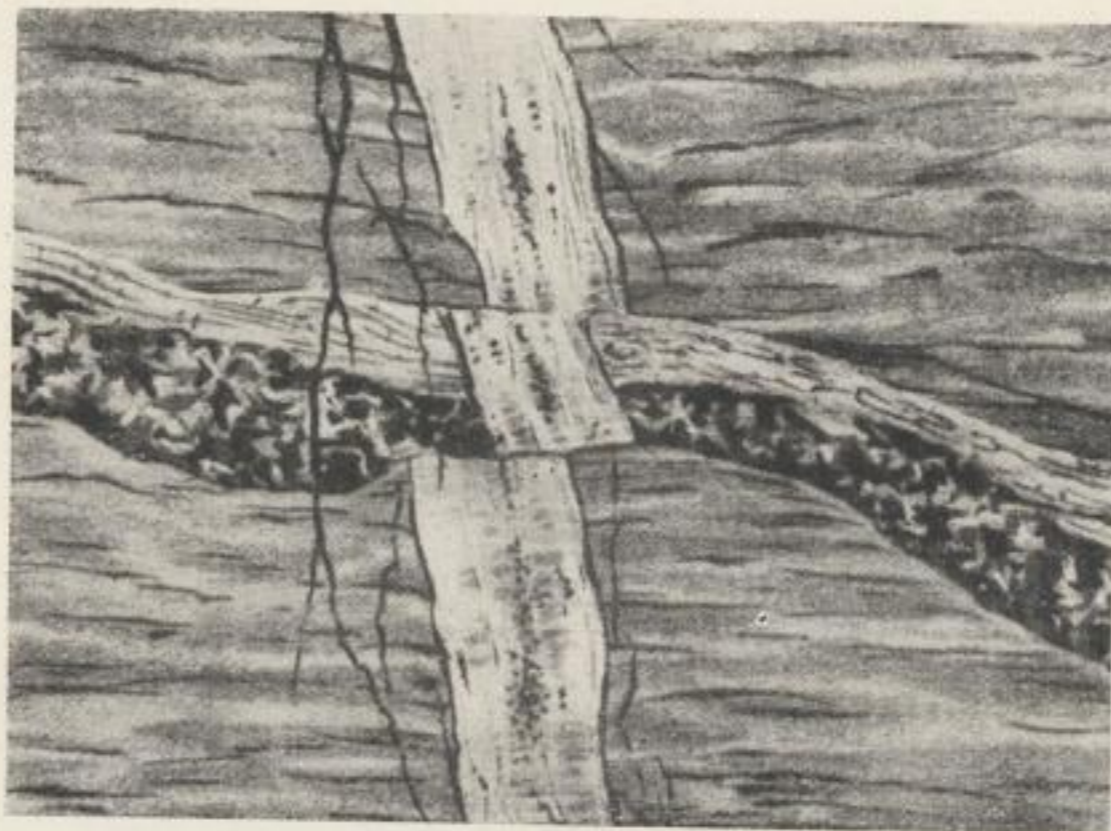
Die Bildung des Freiburger Gangnetzes und die damit verbundene tektonische Zergliederung des gesamten Gebietes rief eine nochmalige „Inhomogenisierung“ desselben hervor. Es konnte auf die folgenden, von außen angreifenden tektonischen Beanspruchungen nicht mehr als Einheit reagieren, sondern nahm den größten Teil der Bewegungen an den bereits vorhandenen Gangspalten auf.

Sowohl die Spaltenöffnungstektonik nach Plan IV als auch die allerjüngsten, nur in Form von erzeeren Lettenklüften und Verwerfern vorliegenden Bean-

spruchungen benutzen zu ihren Ausgleichsbewegungen vorwiegend die bereits angelegten Scher- und Zugspalten als Flächen geringster Festigkeit.

Das führte manchmal zu sogenannten Doppelverwerfungen (Bild 46), die das Gangbild bezüglich der genauen Altersverhältnisse der einzelnen Trümer z. T. erheblich verschleiern können.

Geharnischt-
Männer Sp.



Elisabeth Sth.

Bild 46

M. 1 : 10

Revier Freiberg, Doppelverwerfung am Alt-Elisabeth Sth., 5. Gez.-Str. (nach WEISSENBACH).

Der Alt-Elisabeth Sth. (*kb*-Formation) wird vom Geharnischt-Männer Sp. (*eba*-Formation) durchsetzt. Durch jüngere, sich auf der älteren Zugspalte des Elisabeth Sth. auswirkende Beanspruchungen wird der Geharnischt-Männer Sp. selbst verworfen. Die als Lettenklüfte ausgebildeten Salbänder des älteren Ganges sind die Verwerfer des jüngeren Ganges

Bereits im Diagramm 14 (Bild 29) wurde gezeigt, daß sich die meisten Kluftbildungen einschließlich der jüngsten, unvererzten Bildungen den tektonischen Plänen III und IV zuordnen lassen. Dabei spielen die jüngeren Klüfte als Verwerfer der Erzgänge innerhalb des Freiburger Lagerstättenbezirkes nur eine untergeordnete Rolle. Die Verwurfweiten liegen im allgemeinen unterhalb der 3-m-Grenze. Nur wenige Verwerfungen haben nach MÜLLER (1901) einen größeren Umfang (z. B. Leopold Sth. auf der 1/2 11. Gez.-Str. durch Seidenschwanz Fl. um 20 m horizontal!). Es muß jedoch dabei berücksichtigt werden, daß die jüngeren Bewegungen auf den Spalten z. T. entgegengesetzt gerichtet sein können, so daß sie sich im Endzustand annähernd aufheben oder sogar das Gegenteil des Anfangszustandes erreichen.

Ein typisches Beispiel für die Beeinflussung jüngerer Gangspalten durch bereits vorhandene ältere tektonische Strukturen bietet der Gangbezirk des Halsbrücker Reviers. Die dortigen tektonischen Verhältnisse wurden schon vom Verfasser (1953) ausführlicher beschrieben. Besonders der zum s_2 -System gehörende Halsbrücker Gangzug erfährt durch die älteren Kluftanlagen der Gesteinsgänge und des s_1 -Systems eine wesentliche Beeinflussung. Vor allem die z. T. als Rucheln ausgebildeten Scherspaltengänge des Münz Mg., des Weißhaldner Sth. und des Schindler Sth. bildeten während der Diagonalaufreißungen zu s_2 Schwächezonen, in denen bevorzugt die Fiederspalten von den s_2 -Klüften abscharten bzw. dieselben kreuzten (Anl. 1). Im Grundriß ergibt dieses dann das für den Halsbrücker Gangzug charakteristische, annähernd „rhombische“ Spalten-system, welches im N durch den Samuel Spat — Neufreudenstein Fl. — Freudenstein Sp. und im S durch die Kluftbildungen des Halsbrücker Sp. begrenzt wird. Diese in ihrem Streichen stark wechselnden Kluftanlagen füllten sich auf Grund der wechselnden Spaltenöffnungstektonik mit verschiedenen Paragenesen der *fa*-Formation, was dann zu den bereits weiter oben beschriebenen Erzanreicherungen auf bestimmten Spaltenrichtungen führte (Bilder 40 und 41).

Analoge wenn auch nicht so ausgeprägte Verhältnisse wie in Halsbrücke liegen in den Revieren Muldenhütten und Brand vor. Umgekehrt konnten die s_2 -Strukturen die Ausbildung von s_1 dadurch beeinflussen, daß sie die Spaltenöffnungsbewegungen bajonettförmig von einer Parallelkluft auf die andere ablenkten. Die häufig wechselnde Erzführung auf den verschiedenen, parallelen Trümmern der Scherspaltengänge (Hauptstollngang Sth., Kirschbaum-Hohe Birke Sth., Silberfund Sth.) finden z. T. dadurch ihre Erklärung. Auch auf den Zugspalten konnten ähnliche Verhältnisse beobachtet werden (Gangzug des Seidenschwanz Fl.-Schweinskopf Fl.).

Eine weitere wichtige Erscheinung der gegenseitigen Beeinflussung von Gangspalten sind die *Gangkreuze*, die durch die öfteren Reicherzbildungen entlang der Kreuzlinie für den alten Bergbau im Freiburger Lagerstättenbezirk von wesentlicher Bedeutung waren.

Nach WERNICKE (1933) müssen wir allgemein unterscheiden zwischen einer Gangverbesserung und einer Gangveredlung. Versteht man unter der Gangverbesserung nur eine tektonisch bedingte Mächtigkeitzunahme ohne Änderung des Erzcharakters, so erfolgte bei der Gangveredlung eine aktive chemische oder elektrochemische Wechselwirkung zwischen den älteren sulfidischen Gangparagenesen und den jüngeren Thermallösungen, welche zu verstärkten Ausfällungen der Metallgehalte und dabei häufig zu erheblichen Anreicherungen von Silbererzen führte (primäre Zementation). Für beide Erscheinungen, zwischen denen es mannigfache Übergänge geben kann, lieferte der Freiburger Lagerstättenbezirk zahlreiche berühmte Beispiele.

MÜLLER (1901) beschreibt besonders reichhaltige Gangverbesserungen durch *Scharungskreuze* am Halsbrücker Gangzug (Samuel Sp. und Halsbrücker Sp., Daniel Sp. und Freudenstein Sp.) sowie in den Freiberg-Brander Revieren am

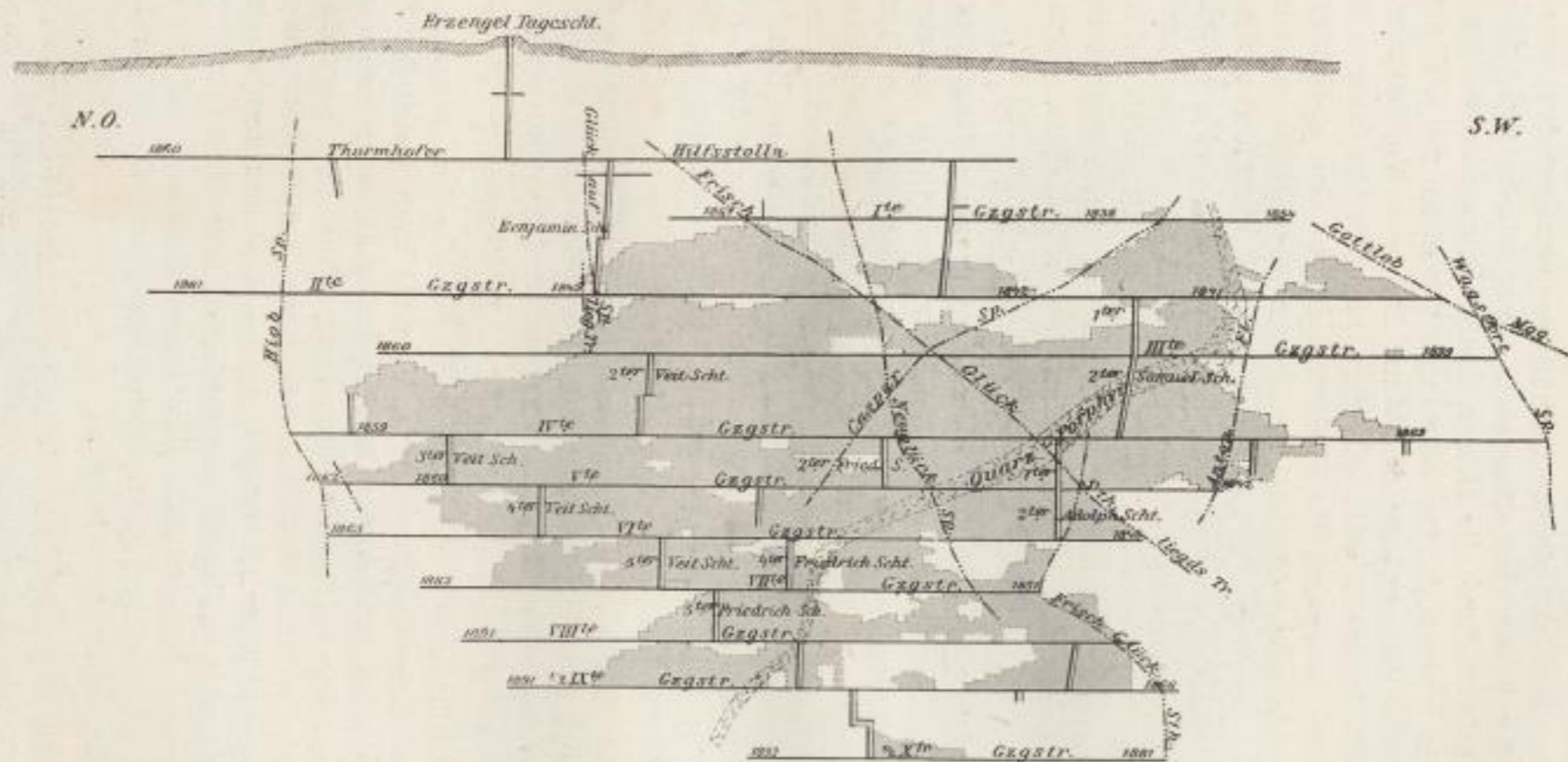


Bild 47. Revier Freiberg, Flacher Riß vom Erzengel Sth. als Musterbeispiel einer Schleppkreuzveredlung (aus MÜLLER, 1901). Der Erzengel Sth. bildet mit dem Frischglück Sth. ein im Streichen 200 bis 330 m langes Schleppkreuz, das bisher im Fallen von der 1. Gez.-Str. bis zur 1/2 10. Gez.-Str. aufgeschlossen ist

Thurmhof Sth., Junge hohe Birke Sth. (mit dem Prophet Jonas Sth.), Kröner Sth., Alte Mordgrube Sth., Simon Bogners Neuwerk Fl. u. a.

Außerordentlich reiche Gangveredlungen zeigte der Neue Hoffnung Fl. auf seinen berühmten *Durchsetzungskreuzen* mit *kb*- und *eb*-Gängen im Grubenfeld von „Himmelfahrt“. Solche Gangveredlungen sind jedoch nur auf Gangkreuze beschränkt, wo eine Beeinflussung durch ältere Sulfidparagenesen gewährleistet ist; sonst ergeben sich nur einfache, durch die tektonische Schwächezone der Kreuzlinie bedingte Gangverbesserungen. Besonders die Formation der „Edlen Geschicke“ (BiCoNi-Form.) ist als jüngste Freiburger Mineralparagenese bevorzugt an solche Gangkreuze gebunden.

Weitere ausgesprochene Gangveredlungen auf Durchsetzungskreuzen beschreibt MÜLLER (1901) am August Fl. (mit dem Silberfund Sth. und Kalb Sth.) und am Komet Fl. (mit dem Silberfund Sth.) in Himmelsfürst sowie am Morgenstern Mg. (mit dem Stolln Sp. und Gut Morgen Sp.), am Friedrich Sp. (mit dem Ludwig Sth. und Abendstern Mg.) und am Abraham Sp. (mit dem Ludwig Sth.) im Gebiet von Muldenhütten.

Als dritter und bedeutendster Typ sind die sogenannten *Schleppkreuze* zu nennen, die meist die tektonischen Vorteile der Gangverbesserung mit den chemischen Wechselwirkungen der Gangveredlung vereinigen. Die berühmtesten Beispiele dazu bilden die Schleppkreuze des Erzengel Sth. mit dem Frischglück Sth. (Bild 47) und des Selig Trost Sth. mit dem Schwarzen Hirsch Sth. im Grubenfeld von „Himmelfahrt“. Von diesen beiden Gangpaaren wurden nach MÜLLER (1901) im vorigen Jahrhundert über 60 % der gesamten Bleiglanz-Förderung der Grube „Himmelfahrt“ mit den entsprechenden Silbergehalten gewonnen.

Ähnliche, wenn auch weniger bedeutungsvolle Schleppkreuze bildeten innerhalb der „Himmelfahrt“ noch der Abraham Sth. mit dem Gottlob Mg. und der Königsee Sth. mit dem Oberneugeschrei Sth.

Aus dem Brander Revier sind die Schleppkreuze des Jung Thurmhof Sth. mit dem Tobias Sth., des Clemens Sth. mit dem Neue Hohe Birke Sth., des Teich Fl. mit dem Grünrosner Sth. u. a. bekannt geworden.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß innerhalb des Freiburger Lagerstättenbezirks für die Gangkreuzausbildung im wesentlichen der Kreuzungswinkel und der Charakter der zusammentreffenden Mineralführungen bestimmend sind. Die Schleppkreuze bieten infolge ihres kleinen Kreuzungswinkels und den dadurch bedingten weitgehenden Berührungsmöglichkeiten die günstigsten Bedingungen für die Ausbildung von größeren, bergmännisch bedeutungsvollen Erz-anreicherungen.

c) Gangstrukturen

Vom Vorgang der Spaltenbildung ist der Vorgang der Spaltenfüllung zu unterscheiden. Es ist natürlich unmöglich, im Rahmen dieser Arbeit die Vielzahl der Gangstrukturen des Freiburger Lagerstättenbezirkes eingehender zu

behandeln, sondern es wird nur in Ergänzung der vorangegangenen Abschnitte der Einfluß der Spaltentektonik auf die Ausbildung der Mineralführung untersucht.

Es kann festgestellt werden, daß die meisten der allgemein von hydrothermalen Gängen bekannten Gangstrukturen auf den Freiburger Erzgängen angetroffen worden sind. Die Ursache für die Vielgestaltigkeit derselben ist vor allem das relativ hohe Niveau der Erzbildung (hochplutonischer Bereich!), welches die starke Spaltenunruhe und damit die zahllosen Kombinationsmöglichkeiten zwischen den einzelnen Mineralparagenesen bedingte. Selten findet man Gänge, die nur einmal geöffnet wurden und eine einzige Mineralparagenese enthalten. Typisch für Freiberg sind die mehrmals geöffneten Gänge mit mindestens zwei Paragenesen auf einer Spalte.

Im Folgenden sind auf Grund der räumlichen Anordnung und Ausbildung dieser Paragenesen die drei Grundtypen der Freiburger Gangstrukturen kurz dargestellt.

1. Massige Strukturen (*kb-Formation*)

Innerhalb der Scherspaltens von s_1 , auf denen die ersten Spaltenöffnungen erfolgten und damit auch die ältesten Paragenesen (vorwiegend der *kb-Formation*!) ihren Absatz fanden, treten bekanntlich vielfach taube Zwischenmittel bzw. größere Ruschelzonen auf. Diese Ruschelzonen setzen sich vorwiegend aus mehr oder weniger durchbewegten Nebengesteinsbruchstücken zusammen, die anfangs zunächst keinen Raum für eine Mineralisation offengelassen haben. Die ersten Öffnungsbewegungen nach Plan IV verursachten jedoch Zerrungen und damit gewisse Auflockerungen, die eine bestimmte Zirkulation von Thermalösungen ermöglichten. Dabei erfolgte jedoch weniger eine einwandfreie Gangfüllung, sondern mehr eine Imprägnierung des verruschelten Gesteins. Nach MÜLLER (1901) wurden diese vererzten Ruschelpartien, die von den Alten auch als „Schwärzen“ oder „Bräunen“ bezeichnet wurden, besonders auf dem Thurmhof Sth., dem Kühschacht Sth. und dem Kirschbaum Sth. angetroffen.

Oftmals wurden die Nebengesteinsbruchstücke von den älteren Mineralparagenesen verkittet und ergaben dann einwandfreie Breccienstrukturen.

Während des Absatzes der *kb-Paragenesen* muß die Ausfüllung der Spalten am intensivsten und auch am extensivsten erfolgt sein, d. h., die ersten Öffnungsbewegungen nach Plan IV waren am stärksten und verschafften damit den Minerallösungen fast im gesamten Zentralteil des Lagerstättenbezirkes die geeignetsten Aufstiegsmöglichkeiten.

Die Füllung erfolgte jedoch rascher als die jeweilige Öffnung der Spalte, so daß erst durch ein erneutes Wiederaufreißen des Ganges der Raum für weitere hydrothermale Ausscheidungen geschaffen werden mußte. Das Ergebnis dieser mehrfachen Durchbewegungen und der damit verbundenen Breccienbildungen, Durchtrümerungen und Verdrängungserscheinungen ist die für die Gänge der *kb-Formation* typische „massige“ Struktur (Bild 48). Nur selten zeigen hier die

Mineralien eine den Salbändern parallele Anordnung, sondern die einzelnen Mineralbestandteile sind mehr oder weniger unregelmäßig miteinander verwachsen, wobei die Anteile derselben innerhalb des Ganges auf seine räumliche Erstreckung hin oftmaligen Schwankungen unterworfen sein können. So sind streckenweise im Wechsel die kiesreichen Abfolgen, die Gangarten oder Zinkblende und Bleiglanz vorherrschend.

Bild 48 M. 1 : 12
Revier Brand, Silberfund Sth.,
15. Gez.-Str.

Vorwiegend „massige“ Struktur der Gangausfüllung. Innerhalb der *kb*-Formation ist deutlich die z. T. stark brecciose und korrodierte kiesige Abfolge (grau) von der jüngeren ZnS-PbS-Vererzung (schwarz) zu unterscheiden. Die Karbonspäte der *eb*-Formation (weiß) korrodieren stark die Paragenesen der älteren *kb*-Formation



Bei den Scherspalteln von s_1 können oftmals die älteren Paragenesen auf mehreren parallel streichenden und fallenden Trümmern verteilt sein, je nachdem, welches Gangtrum während der Mineralausscheidung zur Öffnung gelangte. Nach MÜLLER (1901) sind die wichtigsten Beispiele dafür der Hauptstollgang Sth. (Haupttrum und Silberner Bergmann Sth.), der Hohe Birke Sth. (Rotes und Schwarzes Trum) sowie der Zscherperroth Sth. (mit dem Markus Sth.), der Kröner Sth. (mit dem Lot Sth.), der Junge Hohe Birke Sth. (mit dem Jonas Sth.) u. a.

2. Übergangsstrukturen (*eba*- und *eb*-Formation)

Auch hier sind zunächst die massigen Strukturen noch vorherrschend (Bild 49), die auf eine weitere starke Durchbewegung hindeuten. Dabei sind Teile der Spaltenwände mit *kb*-Krusten in die neu sich bildenden Hohlräume hineingebrochen und dann von den jüngeren *eba*- und *eb*-Paragenesen z. T. symmetrisch umkrustet und verkittet worden. Durch später eingetretene Rekristallisation des Ganginhaltes konnten manchmal die Strukturgrößen verwischt und damit die Deutung derselben erschwert werden. Ein sehr schönes Beispiel dazu zeigt der Daniel Fl. (Bild 50). Hier sind vom liegenden zum hangenden Salband in genauer altersmäßiger Reihenfolge die *kb*-, *eba*- und *eb*-Formationen entwickelt, wobei jeweils Bruchstücke der älteren Paragenese in der jüngeren verkittet vorliegen. Jede neue Spaltenöffnung war hier mit einer teilweisen Zertrümmerung der alten Gangfüllung verbunden; es war demnach die Spaltenöffnungsgeschwindigkeit noch etwas kleiner als die Auskristallisationsgeschwindigkeit der Mine-



Bild 49

Revier Brand, Heinrich Sth.,
9. Gez.-Str.

Beispiel für „Übergangsstrukturen“. In der Mitte des Gangtrums *kb*- und *eba*-Paragenesen in massiger Verwachsung. Sie werden von *eb*-Paragenesen teilweise symmetrisch umkrustet. An den Salbändern als jüngste Bildung lagenförmig angeordnete *fba*-Paragenesen



— Hangendes Salband

} *eb*-Form. mit brecciöser *eba*-Form.

} *eba*-Form. mit brecciöser *kb*-Form.

} *kb*-Form.

— Liegendes Salband

Bild 50 M. 1 : 12
Revier Brand, Daniel Fl., 15. Gez.-Str.
„Übergangsstrukturen“. Mächtige, lagenförmige Entwicklung der *kb*-, *eba*- und *eb*-Formation auf einer Spalte, wobei immer die jeweils ältere in der nächst jüngeren brecciös enthalten ist

rallösungen. Auf einigen Partien desselben Ganges sind jedoch bereits Übergänge zur symmetrischen Lagenstruktur vorhanden.

Durch mehrmals sich wiederholende, symmetrische Aufreißungen derselben Spalte kann die dabei entstehende Gangstruktur eine bilateral-symmetrische Ausscheidung der Paragenesen vortäuschen. So setzt z. B. auf dem Freiesleben Sth. ein *kb*-Trum und ein *eb*-Trum in derselben Spalte auf, wobei letzteres auf größere Erstreckungen hin in der Mitte des *kb*-Trums verläuft und damit eine Pseudolagenstruktur vortäuscht (Bild 51). Ähnliche Verhältnisse können auf meh-



Bild 51

Revier Brand, Freiesleben
Sth., 15. Gez.-Str.

Pseudolagenstruktur. Die *kb*-Füllung (schwarz) wird genau in der Gangmitte durchtrümmert von den Abfolgen der jüngeren *eb*-Formation (weiß). Hier erfolgte ein nochmaliges, einwandfreies Aufreißen der Gangspalte ohne größere Durchbewegungen

reren Gängen des Brander Reviers sehr häufig beobachtet werden. Es hat wahrscheinlich hier ein einwandfreies Aufreißen der Spalte nach Plan IV (in Richtung $B_4 \perp$ zur Gangfläche) stattgefunden, ohne daß anschließend irgendwelche weitere Durchbewegungen mit eventueller Breccienbildung usw. erfolgten.

Nicht immer sind die jüngeren Aufreißungen so einheitlich, sondern die entsprechenden Zugbewegungen wurden auf manchen Spalten in mehrere, kleinere Differentialbewegungen aufgegliedert. Dieselben bewirkten dann ebenfalls innerhalb der bereits mit älteren Paragenesen (*kb*) ausgefüllten Gangspalte eine Art tektonische Raumbildung, die sich jedoch in der Gangmasse in vielen kleinen Spältchen, Rissen und Ablösungen äußerte. Infolge ihres massenhaften Auftretens kamen die jüngeren Lösungen mit den älteren Paragenesen dabei eng in Berührung und konnten miteinander sehr leicht in chemische Wechselwirkung treten. Dies trifft vor allem für die Beziehungen zwischen den Paragenesen der *kb*-Formation, der *eba*-Formation und der *eb*-Formation zu (Bild 49). Häufig ist auf den Freiburger Erzgängen die dadurch bedingte starke Korrosion der älteren Paragenesen zu beobachten, die manchmal bis zur völligen Auflösung der letzteren führen kann. Auf diese Weise schufen sich die jüngeren Lösungen einen neuen Gangraum für ihre eigenen Ausscheidungen.

In diesem Zusammenhang soll noch die ebenfalls öfters zu beobachtende Fiederspaltbildung innerhalb des Gangraumes erwähnt werden, der an sich dasselbe Bildungsprinzip zugrunde liegt, was bereits im größeren Maßstab bei der Zugspaltenbildung an den Scherflächen von s_1 und s_2 zur Auswirkung kam. Als Scherflächen, an denen die meist mit jüngeren Paragenesen gefüllten Fiederspältchen aufgereiht sind, dienen in diesem Falle die Salbänder der Gangspalte oder irgendwelche andere Unstetigkeitsfläche innerhalb des Gangraumes.

Bereits WEISSENBACH (1836) beschreibt diese Gangstrukturen vor allem vom Gnade Gottes Sth. und anderen Gängen des Brander Reviers (Bild 52). Oftmals

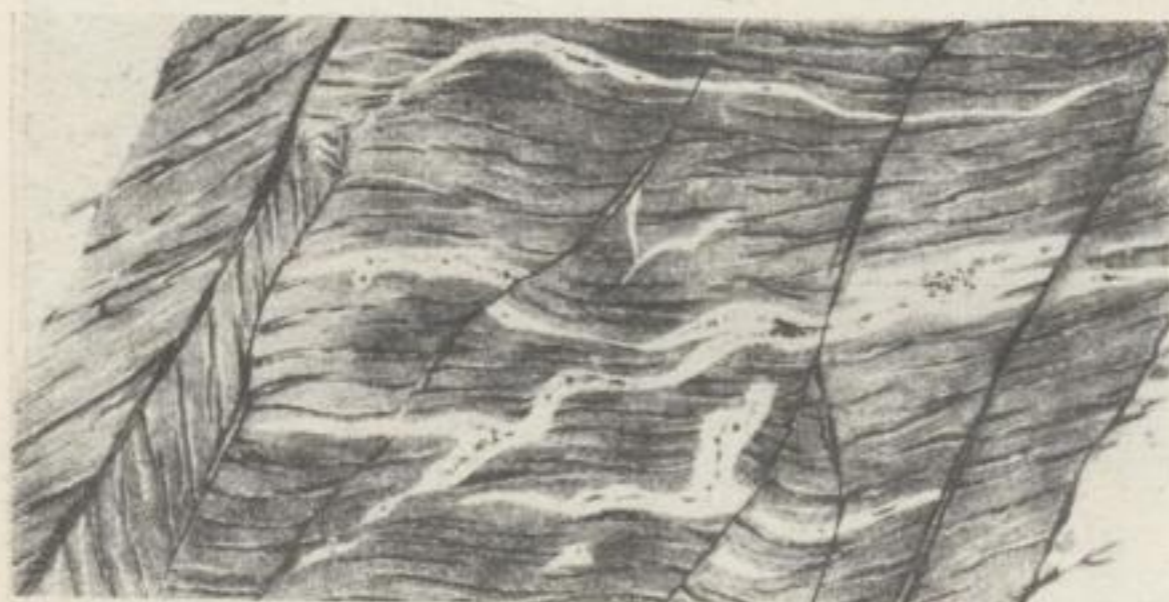


Bild 52 M. 1 : 20
Revier Brand, Fdgr. „Beschert
Glück“, Gnade Gottes Sth.,
3. Gez.-Str. (nach WEISSEN-
BACH).

Fiederspaltbildung inner-
halb des Gangraumes, die auf
tangentiale Bewegungen ent-
lang der Salbänder als zuge-
hörige Scherflächen deuten

benutzen die einzelnen Fiedern innerhalb tauber Gänge die Schieferungsebenen des im Gangraum befindlichen Nebengesteins. Infolge jüngerer Bewegungen auf den Salbändern bzw. auf den anderen Unstetigkeitsflächen innerhalb des Ganges können diese Fiederspalt an einzelnen Stellen sogar verworfen werden.

Oftmals setzen sich auch einzelne Fiederspältchen über die Gangsalbänder hinaus ins Nebengestein fort, keilen jedoch meistens nach einer gewissen Entfernung von der Gangspalte rasch wieder aus. Innerhalb der alten Scherspalt mit ihren relativ größeren Durchbewegungen können diese jüngeren, während der Mineralisation gebildeten Fiederspältchen häufiger auftreten. So fand nach WEISSENBACH (1836) auf dem Gottes Segen macht reich Sth. ein ausgebreiteter Abbau auf einer großen Schar solcher vom Hauptgang flach abgehender Fiedertrümer statt. Diese schwebenden, sich teils netzartig durchschwärmenden, teils in den Gneislagen sich auf einige Meter beiderseits vom Hauptgang hinziehenden Trümer waren bei den Alten als „Flöztrümer“ bekannt. Es ist möglich, daß die bekannten flacheinfallenden Trümer des berühmten „Habachter Gangzuges“ im Gebiet des Leopold-Schachtes (Revier Brand) ebenfalls diesen Bildungsbedingungen ihre Entstehung verdanken.⁵

Da dieses Grubenfeld z. Z. nicht zugänglich ist, kann etwas Endgültiges darüber noch nicht gesagt werden. Jedoch haben sowohl BEUST (1855 und 1858) als auch MÜLLER (1869) die Ansicht vertreten, daß diese Flöztrümer mit den dortigen Hauptgängen (Scher- und Zugspalten der Systeme s_1 und s_2) in einem tek-

⁵ Zwecks besserer Übersicht wurden diese Gangtrümer in Anlage 1 nicht dargestellt.

tonischen Zusammenhang stehen. Diese Feststellungen und die Tatsache, daß ihre Gangfüllungen fast nur aus jüngeren Paragenesen, besonders der *eb*-Formation, bestehen, weisen darauf hin, daß die Entstehung dieser Trümerzüge wahrscheinlich den jüngeren tektonischen Durchbewegungen des Erstarrungsmechanismus zugeschrieben werden muß.



Bild 53 M. 1 : 3
 Revier Brand (Himmelsfürst), Schweinskopf Fl., 15. Gez.-Str.
 Jüngere Fiederspältchen, mit Karbonspäten der *eb*-Formation gefüllt, innerhalb der älteren Gangspalte (mit vorwiegend *kb*-Paragenesen)

Neuerdings konnten diese Fiederspältchen innerhalb des Gangraumes einiger Gänge im Grubenfeld von „Himmelsfürst“ beobachtet werden (Bild 53). Auch hier weist die gesetzmäßige Lage dieser jüngeren Spältchen zu dem älteren Gang auf eine tangentielle Bewegung entlang der Salbänder hin. Infolge der dabei entstehenden Drehmomente konnten sich die Fiederklüfte lokal öffnen. In den meisten Fällen sind dann diese Trümchen im Gegensatz zur Hauptfüllung des Ganges (*kb*-Paragenesen) mit jüngeren Karbonspäten der *eb*-Formation gefüllt.

3. Lagige Strukturen (*fba*-Formation und Edle Geschicke)

Für die Gänge des s_2 -Systems vollzog sich sehr häufig die Spaltenöffnung schneller als die Gangfüllung. Letztere zeigt dann vorwiegend einen bilateral-symmetrischen Aufbau, dem eine Altersfolge vom Salband zur Gangmitte entspricht. Die ersten Mineralkrusten setzten sich an den beiden Salbändern wahrscheinlich schon während des Auseinandergehens derselben ab. Es blieb demnach in der Mitte zwischen ihnen immer ein leerer bzw. mit Thermallösungen erfüllter Hohlraum offen. Die Mächtigkeiten der sich abscheidenden Minerallagen können dabei sehr unterschiedlich sein.

Diese rhythmischen Wiederholungen der Mineralausscheidungen sind vor allem kennzeichnend für die Paragenesen der *fba*-Formation, besonders des „Harten Trums“ (Bild 54). Es handelt sich hier um eine Wechsellagerung zwi-

schen Gangart (Baryt) und Erzminerale (Zinkblende, Fahlerz, Bleiglanz u. a.). Diese Verhältnisse sprechen für ein Pendeln der chemisch-physikalischen Zustände innerhalb des Gangraumes um eine Gleichgewichtslage. Eine spätere intensive Verquarzung des Baryts gab dann den Anlaß für die Bezeichnung dieser Paragenese als „Hartes Trum“.



Bild 54 M. 1 : 12
 Revier Halsbrücke, Halsbrücker Sp., 350-m-Sohle.
 Lagenförmige Gangstruktur des „Harten Trums“ der *fba*-Formation

Es können häufig auch Gänge wieder geöffnet werden, die bereits schon einmal geöffnet waren und ältere Paragenesen der *kb*-, *eba*- bzw. *eb*-Formation führen. Ein berühmtes Beispiel dafür ist der Neue Hoffnung Fl., auf dem sich manchmal die Lagenstruktur des jüngeren *fba*-Trums gegenüber den Übergangsstrukturen der älteren *eba*- und *eb*-Trümer deutlich abhebt.

Der normale Ablauf des lagenförmigen Absatzes kann natürlich durch Herinbrechen von bereits abgetrennten Mineralkrusten bzw. von Nebengestein unterbrochen werden. Diese älteren Bruchstücke werden von jüngeren Mineralausscheidungen verkittet und befinden sich dann scheinbar frei schwebend innerhalb des Gangraumes.

Während der Abscheidung der jüngeren *fba*-Paragenesen (Weiches Trum) nimmt die Intensität der Spaltenöffnungstektonik rasch ab. Dies zeigt sich im teilweisen Zurücktreten der lagigen Gangstruktur gegenüber der massigen. Die Öffnungsgeschwindigkeit wird gegenüber der Ausfüllungsgeschwindigkeit wieder geringer. Doch mit der Abnahme der Thermallösungszufuhr tritt auch hier wieder ein gewisses Gleichgewicht ein.

WEISSENBACH (1836) beschreibt vom Kröner Sth. ein schönes Beispiel der sogenannten inversen Bilateralstruktur. Sie ist dadurch gekennzeichnet, daß die Spaltenaufreißung immer an einem der beiden Salbänder erfolgte und sich jeweils die jüngere Paragenese auf dem Außenteil der bereits vorhandenen älteren Gangfüllung absetzte. Die äußeren Mineralausscheidungen sind demnach die jüngsten (Bild 55). Wir haben also hier die merkwürdige Erscheinung, daß sich die Mineralabfolgen der älteren *kb*-Formation in der Mitte der Gangspalte be-

finden und auf beiden Seiten nach den Salbändern zu von den nächstjüngeren Paragenesen der *eb*- und *fba*-Formation begrenzt werden.

Die Spaltenöffnungstektonik während der Ausscheidung der „Edlen Geschicke“ bewirkte nur noch relativ schwache Durchbewegungen auf den Spalten. Sie erzielte größere Öffnungsbeträge nur in den ausgeprägten Diskontinuitätsbereichen der Gangkreuze, wo dann die stark silberhaltigen Abfolgen der „Edlen Geschicke“ z. T. noch erhebliche Gangveredlungen hervorriefen. Sie zeigen vor-



Bild 55 M. 1 : 6
Revier Brand („Vereinigtes Feld“), Kröner
Sth., 1/2 6. Gez.-Str.

Beispiel einer inversen Bilateralstruktur (aus WEISSENBACH 1836). Die älteren *kb*-Paragenesen befinden sich in der Mitte der Gangspalte und werden nach beiden Seiten zu von den jeweils jüngeren Paragenesen begrenzt

- a—a Paragenesen der *kb*-Formation
- b—b Paragenesen der *eb*-Formation
- c—c Paragenesen der *fba*-Formation

wiegend Bilateralstrukturen und sind häufig auf Drusen ausgebildet. Die Lagerstruktur kann infolge starker Verdrängungserscheinungen und Umlagerungen oftmals verwischt sein, so daß sogar Übergangsstrukturen bzw. massige Strukturen beobachtet werden können.

Auf Grund der Verbreitung und Ausbildung der einzelnen Mineralabfolgen und ihrer Gangstrukturen kann abschließend festgestellt werden, daß sowohl Extensität als auch Intensität der Spaltenöffnungstektonik nach Plan IV im Verlauf der Lagerstättenbildung, entsprechend dem Nachlassen des Intrusions- bzw. Erstarrungsmechanismus, allmählich abnehmen. Haben die Paragenesen der ältesten *kb*-Formation innerhalb des Freiburger Erzbezirkes die ausgedehnteste regionale Verbreitung, so sind dieselben der „Edlen Geschicke“ vorwiegend nur noch sporadisch auf den einzelnen Gangkreuzen anzutreffen. Analog dazu ist die Ausbildung der Gangstrukturen. Die infolge der größeren Durch-

bewegungsintensität entstandenen, vorwiegend brecciösen und massigen Strukturen der älteren Gangformationen (*kb*) nehmen im Verlauf der weiteren Mineralausscheidung mehr und mehr einen Übergangscharakter an (*eba* und *eb*), um gegen Ende der Mineralisation schließlich einer z. T. ausgeprägten Lagerstruktur Platz zu machen (*fba* und „Edle Geschicke“).

Durch lokale Einflüsse können natürlich Überschneidungen bzw. Abweichungen von dieser Normalentwicklung der Gangstrukturen auftreten. Außerdem muß berücksichtigt werden, daß die Richtung der Ausgleichsspannungen und damit die Richtung der resultierenden Spaltenöffnungsbewegungen sich im Verlauf der Lagerstättenbildung erheblich veränderten. Wie bereits erwähnt, sind die älteren Gangformationen besonders auf dem N-S streichenden Gangsystem von s_1 , die jüngeren Formationen dagegen auf den E-W streichenden Gängen von s_2 vertreten. Infolge der z. T. außerordentlich starken Vergitterung des vorliegenden Gangnetzes erfolgten natürlich mannigfache Überschneidungen und gegenseitige Beeinflussungen. Trotzdem läßt sich auch hier im Richtungswechsel der Spaltenöffnungstektonik und der damit zusammenhängenden Mineralisation für Freiberg ein gesetzmäßiger Ablauf erkennen.

Auf Grund umfangreichen statistischen Materials soll dieses besonders für den Bergbau wichtige Wechselspiel zwischen Gangtektonik und Mineralisation im letzten Teil dieser Arbeit noch näher behandelt werden.

C. MINERALFÜHRUNG

Die Aufteilung der Freiburger Mineralisation in die sechs sogenannten „klassischen Erzformationen“, die auf Grund ihrer unterschiedlichen genetischen Stellung und räumlichen Verbreitung bereits durch die älteren Bearbeiter ihre traditionelle Festlegung und Bezeichnung erfuhren, soll als großer Rahmen auch für die neueren Untersuchungen beibehalten werden.

In vorliegender Arbeit werden nur die zu einem einheitlichen Mineralisationszyklus gehörenden fünf Erzformationen des Zentralteils des Freiburger Lagerstättenbezirkes näher behandelt.

Tabelle 4 zeigt das Ergebnis der neueren paragenetischen Untersuchungen unter besonderer Berücksichtigung der einzelnen Mineralausscheidungsfolgen und tektonischen Durchbewegungsphasen. Bewußt wurden darin die Namen der alten klassischen „Gangerzformationen“ Freibergs im ursprünglichen Sinne BREITHAUPTS (1849) beibehalten.⁶ Dieser Begriff der Gangformation ist gleichbedeutend mit demjenigen der „persistenten Paragenese“ SCHNEIDERHÖHNS (1941).

Im Folgenden werden die Einzelminerale der betreffenden „Erzformationen“, nach Gangarten und Erzminerale getrennt, eingehender beschrieben. Die wichtigsten Hauptminerale wurden außerdem noch auf ihre Spurenelementverteilung geprüft.

I. BESCHREIBUNG DER MINERALPARAGENESEN

a) Die kiesig-blendige Bleierzformation (*kb*)

Diese Erzformation wurde unter besonderer Berücksichtigung des engeren Freiburger Kernreviers bereits von OELSNER (1930) eingehend erzmikroskopisch untersucht. Die folgenden Ausführungen stützen sich im wesentlichen auf diese grundlegende Arbeit. Durch neue umfangreiche Aufschlüsse im Revier Brand wurde eine Überarbeitung der *kb*-Formation vor allem innerhalb dieses Gebietes ermöglicht, und die Untersuchungsergebnisse von OELSNER konnten dadurch ergänzt werden.

Die „*kb*-Formation“ kann in folgende Einzelabfolgen untergliedert werden:

1. Kiesige Abfolge (Hauptmin.: Quarz I, Arsenkies I, Pyrit I, Magnetkies)
2. Zn-Sn-Cu-Abfolge (Hauptmin.: Zinkblende I, Zinnkies I, Kupferkies I, Tetraedrit I)
3. Pb-Abfolge (Hauptmin.: Bleiglanz I, Quarz II)

Alle drei Abfolgen sind durch makroskopisch bzw. mikroskopisch deutlich feststellbare tektonische Durchbewegungen voneinander getrennt. Jede einzelne Mineralabfolge kann sich wiederum aus einer oder auch mehreren Mineralparagenesen zusammensetzen.

⁶ BREITHAUPT definierte bekanntlich die „Gangformation“ als eine „kleine Gruppe von in Gängen gewöhnlich zusammen vorkommender Mineralien, welche in der Art ihrer Vergesellschaftung einen ausgezeichneten Charakter annimmt“.

*Gangarten**Quarz (SiO₂)*

Innerhalb der *kb*-Formation ist Quarz die einzige und damit bestimmende Gangart. Obwohl er auch in den jüngeren „Erzformationen“ noch vertreten ist, erreicht er doch niemals wieder diese ausschließliche Vorherrschaft. Die Untersuchungen ergaben, daß die Quarzbildung fast ohne Unterbrechung während der gesamten „*kb*-Ausscheidung“ vor sich ging. Jeweils am Anfang und am Ende erreicht der Quarzabsatz stärker ausgeprägte Maxima, die dadurch eine gewisse Generationseinteilung ermöglichten.

Die erste und verbreitetste Generation ist vergesellschaftet mit den ältesten Erzmineralien der „Kiesparagenese“ und wird künftig als Quarz I bezeichnet. Im Verlauf der Zn-Sn-Cu-Paragenesen klingen die Ausscheidungen zeitweise etwas ab, um am Ende der Pb-Paragenese ein zweites Maximum zu erreichen, das als Quarz II herausgestellt werden soll (Bild 56).

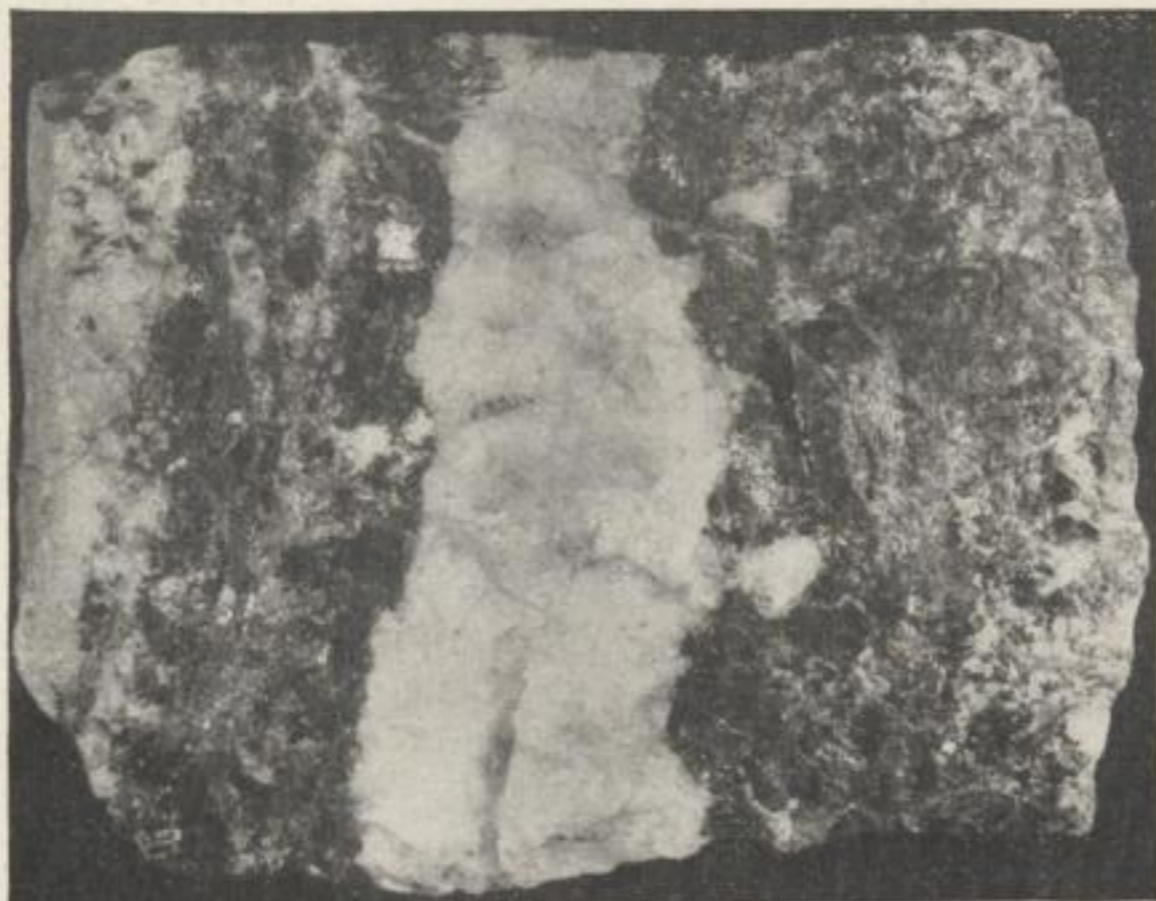


Bild 56 M. 1 : 2
Revier Freiberg, Christian
Sth., St.-S.

Nach dem Absatz der älteren *kb*-Paragenesen (Quarz I, Kiese, Zinkblende, Bleiglanz) an den beiden Salbändern erreicht die Quarzabscheidung in der Trummitte ein deutliches Maximum (= Quarz II)

Durch die kontinuierliche Quarzausscheidung sind sämtliche Verwachsungsmöglichkeiten mit den zugehörigen Sulfidmineralien gegeben. Eine Unterscheidung von Quarz I und Quarz II ist eindeutig nur auf Grund ihrer Stellung zu den sie begleitenden Sulfiden möglich. Betreffs des Habitus konnte der *kb*-Quarz sowohl in allotriomorphen als auch in hypidiomorphen Aggregaten beobachtet werden. Letztere überwiegen bei Quarz II. Besonders deutlich sind dabei immer die Flächen (10 $\bar{1}$ 0), (10 $\bar{1}$ 1) sowie (01 $\bar{1}$ 1) ausgebildet. Die Farbe von Quarz I ist vorwiegend grauweiß, die von Quarz II ist mehr reinweiß. Außerdem zeigt Quarz I z. T. einen gewissen Fettglanz. Feinmylonitisierte Sulfide färbten manchmal den zur Zeit der betreffenden Durchbewegung sich ausscheidenden Quarz grau bis schwarz.

Mikroskopisch sind oftmals Zonarstrukturen (Anwachsstreifen!) festzustellen, welche auf rhythmische Wechsel im Verlauf der Ausscheidung hindeuten. Rela-

tiv am stärksten korrodiert wird er vom Bleiglanz I. Dieser wird jedoch wieder vom Quarz II verdrängt, der am Ende der *kb*-Formation die weitaus überwiegende Mineralart darstellt.

Durch Quarz I erfolgte z. T. eine intensive Verkieselung des Nebengesteins. Diese Art „Quarzpanzerung“ der Salbänder mit der daraus resultierenden, teilweisen Wärmeisolation des Gangraumes dürfte auf die nachfolgenden Thermalösungen nicht ohne einen gewissen Einfluß gewesen sein.

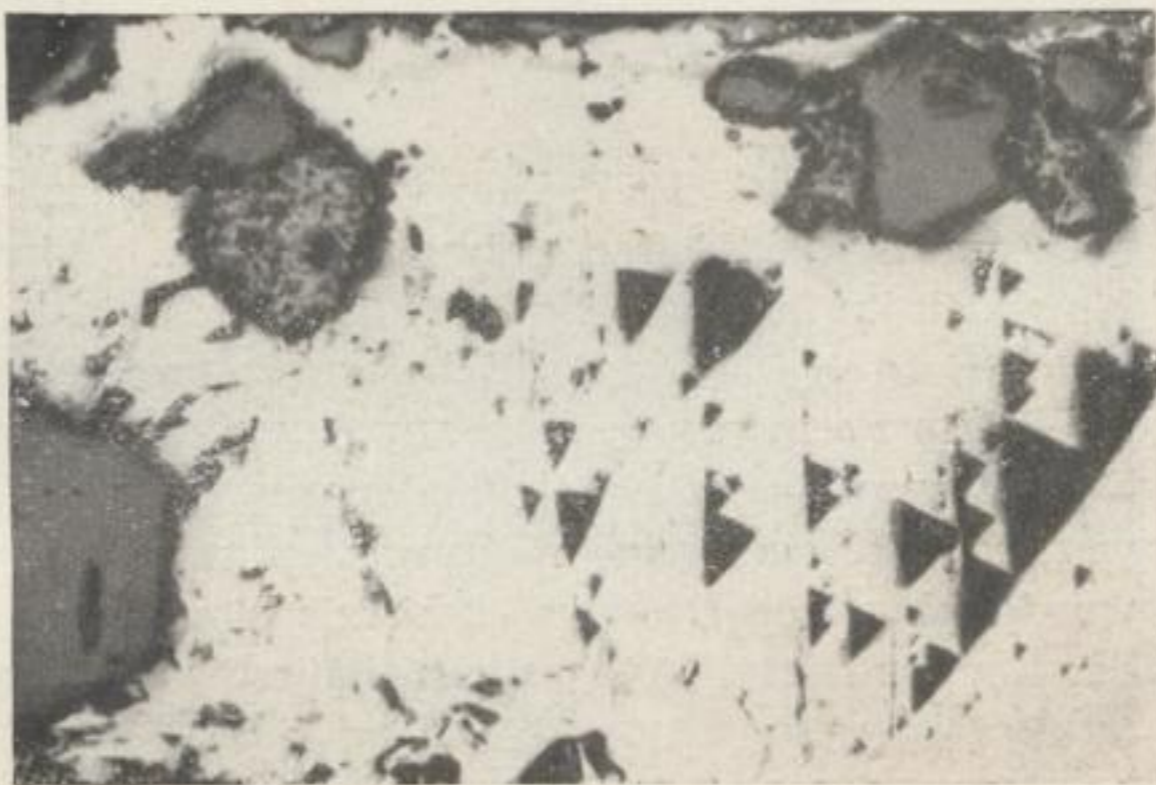
Erzminerale

Zinnstein (SnO₂)

Als erstes Erzmineral der *kb*-Formation schied sich gemeinsam mit Quarz I und den ältesten „Kiesen“ Zinnstein I ab (Bild 57). Er ist bevorzugt als Nadel-

Bild 57 Vergr. 28 : 1
Revier Brand (Abt. Himmels-
fürst), Schweinskopf Fl.,
1/2 14. Gez.-Str.

Idiomorpher Zinnstein I (grau,
porige Oberfläche) mit etwas
älterem Quarz I (dunkelgrau)
wird von Kupferkies I und
Bleiglanz I (reinweiß) korro-
diert. Im Kupferkies (oberer
Rand, ohne Spaltausbrüche)
ein schmaler Saum von Zinn-
kies als wahrscheinliches
Reaktionsprodukt



zinn mit (110) und (111) ausgebildet. Seltener zeigen die Kristalle (100). Bereits MÜLLER (1901), STELZNER und SCHERTEL (1886) beschrieben den Zinnstein von verschiedenen Gängen Freibergs. Als Ergebnis der neueren erzmikroskopischen Bearbeitungen (OELSNER 1930 und Verfasser) konnte festgestellt werden, daß Zinnstein innerhalb des Freiburger Lagerstättenbezirkes wohl eine geringe Intensität, jedoch eine relativ große Extensität besitzt. Nach seiner Tracht und Paragenese ist er als eine katathermale Bildung der Freiburger Mineralisation anzusehen. Gegenüber den oft mit ihm vergesellschafteten Sulfidmineralien (Arsenkies I, Pyrit I, Zinkblende I) zeigt er eine deutliche Idiomorphie. Durch Verdrängung seines ursprünglichen Wirtsminerals (Quarz I, Kiese) gelangt er häufig in die Umgebung von jüngeren Sulfiden (Kupferkies I, Bleiglanz I). Allgemein tritt Zinnstein I vorwiegend in größeren Teufen auf.

Neben diesem primären Zinnstein I tritt bevorzugt auf den oberen Gezeugstrecken noch ein sekundär aus Zinnkies entstandener Zinnstein II auf. Es handelt sich hierbei vorwiegend um gelförmiges „Holzzinn“ (OELSNER 1930), welches meist in feinfasrigen und pulvrigen Aggregaten innerhalb des Zinnkieses auftritt. Paragenetisch ist demnach Zinnstein II an die Zinnkies-Kupferkies-Para-

genese gebunden und hat daher seine Hauptverbreitung innerhalb des sog. Freiburger „Zinngürtels“ (vgl. Abschn. II c), der sich aus dem Gebiet des Reviers Muldenhütten bis in den Zentralteil des Brander Reviers erstreckt. Nach den Niederschriften von GÄTZSCHMANN (1844) und MÜLLER (1901) muß vor allem im Gebiet von Muldenhütten (am Rammelsberg!) von den Alten ein eifriger Bergbau auf dem „zinnernen Hut“ der dortigen zinnkiesreichen *kb*-Gänge betrieben worden sein.

Wolframit ((Fe,Mn)WO₄)

In Paragenese mit Zinnstein und Molybdänglanz wurde von MÜLLER (1901) auch das Auftreten von Wolframit in einigen Freiburger Erzgängen erwähnt. Vom Verfasser konnte nunmehr Wolframit auch erzmikroskopisch als Verdrängungsrest innerhalb der älteren *kb*-Paragenesen beobachtet werden. Auf Grund seiner geringen, tiefbraunen Innenreflexe ist anzunehmen, daß es sich um Ferberit handelt⁷.

Jordisit (MoS₂)

Nach OELSNER (1957) kam vermutlich innerhalb der ersten *kb*-Paragenesen auch Jordisit zur Ausscheidung. Wegen zu geringer Konzentration konnte sich Molybdän im überkritischen Stadium noch nicht abscheiden. Erst im hydrothermalen Bereich war die Anreicherung so groß geworden, daß das Molybdänsulfid als Gel in Form von Jordisit zur Ausscheidung kommen konnte. Eine teilweise Rekristallisation zu Molybdänglanz ist wahrscheinlich. Wo dies nicht der Fall war, erfolgte eine stärkere Oxydation zu Ilsemannit (MoSO₄ · 5 H₂O). Letzterer wurde schon von DITTLER (1922) als blaue, erdige Krusten auf einigen Gängen des Reviers Brand (Abt. „Himmelsfürst“) beschrieben.

Ged. Gold (Au)

OELSNER (1930) beobachtete innerhalb von Quarz I Freigold in Form kleiner Flitterchen. Nach der vorliegenden Paragenese mit Quarz I und Arsenkies I gehört es vermutlich mit zu den Erstausscheidungen und kann demnach als katathermale Bildung vom Typ der alten Goldquarzgänge angesehen werden.

Arsenkies (FeAsS)

Arsenkies I ist das älteste Hauptsulfidmineral der *kb*-Formation. OELSNER (1930) bezeichnet ihn als eines der „Leitminerale“ dieser Formation. Als frühere Bildung tritt er oft in idiomorph ausgebildeten Kristallen nach (101) und (140), manchmal aber auch in größeren derben Aggregaten auf. Eine Zwillingslamellierung, wahrscheinlich auf Grund mimetischer Zwillingsbildung (RAMDOHR 1955), konnte deutlich beobachtet werden. Besonders charakteristisch ist das häufige Vorkommen als Imprägnation in unmittelbarer Nähe des Salbandes, welches meist mit einer Kaolinisierung des Nebengesteins verbunden ist. Stets ist er mit dem gleichaltrigen Quarz I und mit Pyrit I vergesellschaftet, von der jüngeren Zinkblende I und dem Bleiglanz I wird er häufig korrodiert. Durch

⁷ Stimmt überein mit einem Untersuchungsbefund von LEUTWEIN (1952).

seine frühere Altersstellung ist des öfteren eine stärkere Kataklyse bedingt. Gelegentlich treten im Arsenkies Einschlüsse von Zinnstein und Magnetkies auf.

Sporadisch tritt noch ein Arsenkies II auf, der Pyrit I durchtrübert und auf Zinkblende I aufsetzt (Bild 58). Die nach dem Absatz der Zn-Sn-Cu-Paragenesen erfolgte relativ starke Durchbewegung (3. Öffnungsbewegung!) und die damit verbundene intensive Beanspruchung der bis dahin bereits abgeschiedenen älteren Sulfide bewirkte wahrscheinlich eine Umlagerung gewisser Anteile dieser Mineralien. Vermutlich ist daher u. a. auch Arsenkies II als solch eine Umbildung aus Arsenkies I anzusehen.



Bild 58 Vergr. 28 : 1
Revier Freiberg (Abt. Muldenhütten), Weißer Löwe Sp.,
St.-S.

Arsenkies II in idiomorph
ausgebildeten Kristallen auf
Zinkblende II. Alles umhüllt
von Quarz II

Spurengehalte :

Vom Arsenkies I der *kb*-Formation wurden 10 Proben spektrochemisch auf Spurengehalte an Co, Ni, Bi, Sb, Mn, Ag, Sn, Cu, Mo und Au untersucht. Die Auswertung der Ergebnisse lassen allgemein folgendes erkennen⁸:

Co und **Ni** waren fast in allen Proben nachweisbar. Die Gehalte schwankten bei Co zwischen $< 0,0001$ und $0,01\%$ und bei Ni zwischen $< 0,0001$ und $0,001\%$. Entsprechend dazu liegt der Durchschnittsgehalt von Co ($0,003\%$) annähernd um eine Größenordnung höher als bei Ni ($0,0002\%$).

Bi war in reichlich der Hälfte der Proben anzutreffen. Der Durchschnittsgehalt liegt hier bei $0,002\%$.

Sb konnte in allen untersuchten Arsenkiesen mit durchschnittlich $0,012\%$ nachgewiesen werden.

Mn tritt in Konzentrationen zwischen $< 0,001\%$ und $0,01\%$ auf. Allgemein überwiegen jedoch die Gehalte unter $0,01\%$ Mn (Durchschnittsgeh. $0,003\%$).

Ag ist zwar in fast allen Proben nachweisbar (vorwiegend $< 0,0001\%$), jedoch ist der Arsenkies I generell als Ag-arm anzusehen.

Sn und **Cu**: Die relativ hohe Sn-Anreicherung (bis $0,1\%$, Durchschn. $0,02\%$!) steht im Einklang mit der allgemeinen Erfahrung über Sn als typisches Element der heißthermalen Freiburger Frühparagenesen. Eine evtl. Verunreinigung durch Zinnstein

⁸ Es sei an dieser Stelle darauf hingewiesen, daß die einzelnen Analysenergebnisse aller im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten spektralanalytischen und chemischen Untersuchungen hier nicht mit veröffentlicht werden konnten. Es muß dann auf die in der Hauptbücherei der Bergakademie Freiberg bzw. in der Bücherei des Mineralogischen Institutes der Bergakademie vorhandenen maschinenschriftlichen Originale dieser Arbeit verwiesen werden.

ist auf Grund der relativen Seltenheit dieses Minerals hier wohl kaum anzunehmen. Cu zeigt gegenüber dem Sn ein annähernd gleichlaufendes Verhalten. Nur die Gehalte liegen gegenüber denjenigen des Sn um annähernd zwei Größenordnungen niedriger (Durchschnittsgeh. 0,0002 ‰).

Mo konnte in fast allen untersuchten Proben beobachtet werden. Die Durchschnittskonzentration liegt jedoch unter 0,0001 ‰.

Au war nur in zwei Proben in sehr geringen Spuren nachweisbar.

Pyrit (FeS_2)

Pyrit I ist neben Arsenkies I das Hauptmineral der „kiesigen Abfolge“. Neben seiner großen Intensität zeigt er auf den Freiburger Erzgängen auch eine weit verbreitete Extensität. Allgemein liegt er in massigen und vielfach monomineralischen Aggregaten vor. Gemeinsam mit Quarz I und Arsenkies I stellt er oftmals die alleinige Gangausfüllung dar (\rightarrow sog. „reine Kiestrümer“ auf Gangspalten mit bestimmter Streichrichtung!). Als Begleitmineral der anderen Sulfide fehlt er auf fast keinem Gang der *kb*-Formation. Mikroskopisch zeigt der Pyrit sich meist als ein allotriomorphes bis hypidiomorphes Gemenge von Einzelkristallen, wobei die Formen des Pyritoeders gegenüber denen des Würfels überwiegen. Durch Wachstumsunterbrechungen ist manchmal ein bedingter Zonenbau festzustellen. Auf Grund der hohen Altersstellung erfolgte auch bei Pyrit I häufig eine kataklastische Beanspruchung, die dann den nachfolgenden jüngeren Sulfiden den Weg vorzeichnet und dadurch eine Verdrängung begünstigt. Auftretende Einschlüsse von Magnetkies und Kupferkies sind als jüngere Infiltrationen zu werten. Am häufigsten vergesellschaftet ist Pyrit I mit dem annähernd gleichaltrigen Quarz I und Arsenkies I sowie mit den jüngeren Sulfiden Zinkblende I, Kupferkies I und Bleiglanz I. Gegenüber letzteren zeigt er immer eine deutliche Idiomorphie.



Bild 59 Vergr. 28 : 1, N +
Abt. Himmelfürst, Schweins-
kopf Fl., 15. Gez.-Str.

Umwandlung des Pyrits (dun-
kelgrau) in Markasit (hell-
grau) randlich von jüngeren
Karbonspattrümmern (Innen-
reflexe)

Häufig wird Pyrit I auch von jüngeren karbonatischen Lösungen korrodiert. Bei der Verdrängung, die vorwiegend von Trümmern ausgeht, wird der Pyrit randlich oftmals in Markasit umgewandelt (Bild 59). Es ist anzunehmen, daß die an-

fangs sauren Karbonatlösungen diesen sekundären Zerfall des Pyrits zu Markasit verursachten. Manchmal konnten auch Umwandlungen des Pyrits in Hämatit bei Gegenwart von Karbonspäten beobachtet werden (s. Rotspatbildung!).

Analog wie bei Arsenkies kam es infolge starker tektonischer Durchbewegungen (3. Öffnungsbewegung!) zur lokalen Bildung eines Pyrits II, welcher einerseits die Zinkblende I durchtrümpert, andererseits jedoch von Bleiglanz I und Quarz II verdrängt wird (Bild 60).



Bild 60 Vergr. 28 : 1
Revier Brand, Ludwig Sp.,
15. Gez.-Str.

Zinkblende I mit einigen Kupferkies- und Zinnkiesentmischungen wird durchtrümpert von Pyrit II. Alles ist breccios beansprucht und von jüngerem Quarz II verkittet

Spurengehalte:

Es wurden sieben Proben von einwandfreiem Pyrit I auf Co, Ni, Bi, As, Sb, Mn, Ag, Sn, Cu, Ti, Mo, V, Tl und Au untersucht. Die Auswertung erbrachte folgende Ergebnisse:

Co und **Ni** waren nicht in allen Proben feststellbar. Wo sie angetroffen wurden, lag die Größenordnung der Gehalte bei Co etwas höher (0,001 %) als bei Ni (< 0,0001 bis 0,001 %).

As konnte in allen untersuchten Pyriten nachgewiesen werden, wobei die Konzentrationsspanne dieses Spurenelementes als relativ groß erscheint (< 0,001 bis 1,0 %). Ein Teil des As-Gehaltes dürfte daher von beigemengtem Arsenkies herrühren.

Sb und **Bi** wurden im Gegensatz zum As nur in je einer Probe angetroffen.

Mn, **Tl** und **Mo** sind in allen Proben in jeweils annähernd gleichen Konzentrationen (0,01 % Mn, < 0,001 % Tl und < 0,0001 % Mo) vorhanden.

Ag liegt in seinen Werten (im Durchschnitt 0,001 %) relativ niedrig, war jedoch in allen Pyriten nachweisbar.

Sn und **Cu**: Die Sn-Gehalte schwanken zwischen 0,01 bis 0,05 %, wobei die höheren Gehalte von den tiefsten Gezeugstrecken stammen. Das Sn wird stets von einem annähernd parallelen Gehalt an Cu begleitet, der gegenüber dem Sn jedoch meist immer etwas niedriger liegt (Durchschn. 0,006 %). Es ist zu vermuten, daß der größte Teil des Cu und ein gewisser Anteil des Sn auf beigemengte jüngere Cu-Sn-Mineralien (Kupferkies, Zinnkies) zurückzuführen sind.

Ti und **V** wurden in allen Pyritproben in wechselnden Konzentrationen angetroffen (< 0,001 bis 0,01 % Ti; < 0,001 % V).

Au ist wahrscheinlich in geringen Spuren vorhanden, dieselben konnten jedoch infolge der starken Fe-Koinzidenz nicht sicher nachgewiesen werden.

Magnetkies (FeS)

Genetisch mit dem Pyrit I noch eng verknüpft, jedoch etwas jünger als dieser ist Magnetkies, der vor allem neuerdings im Revier Brand in größeren, vorwiegend allotriomorph ausgebildeten Mengen auf den *kb*-Gängen beobachtet werden konnte. Dieses letzte Sulfidmineral der „kiesigen Abfolge“ verdeutlicht, daß gegen Ende derselben die Sulfidionenkonzentration der Lösungen geringer wurde. Magnetkies bildet demnach schon den Übergang zur folgenden „Zn-Sn-Cu-Abfolge“ mit ihren vorwiegend monosulfidischen Mineralien. Zusammen mit dem Hauptmineral dieser Abfolge, der Zinkblende I, liegt er in Form eines ausgeprägten FeS-ZnS-Mischsystems vor.

Der größte Teil des Magnetkieses ist höchstwahrscheinlich durch den späteren Einfluß niedrigthermaler, karbonatischer Lösungen in ein Gemenge von Markasit I, Pyrit und Melnikowit umgewandelt worden. Dabei konnten gelegentlich den „birds-eye“-Strukturen ähnliche Gebilde beobachtet werden



Bild 61 Vergr. 50 : 1
Revier Brand, Hopfgarten Fl.,
15. Gez.-Str.

Magnetkies mit sog. „birds-eye“-Strukturen (ovale Pyritkörperchen in der Mitte). Randlich befindet sich ein steifiges Markasit-Pyritgemenge pseudomorph nach Magnetkies. In die entstandenen Hohlräume infiltrierte jüngerer Karbonspat, der z. T. den Markasit korrodiert

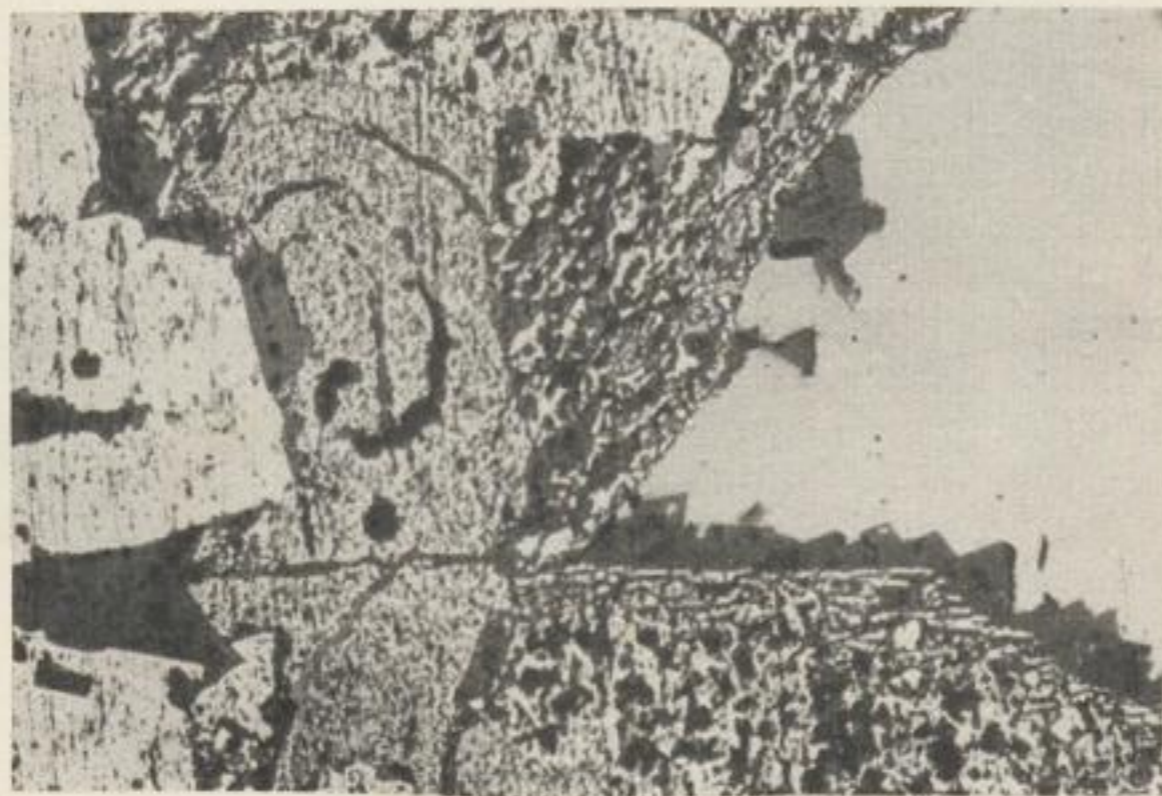


Bild 62 Vergr. 50 : 1
Revier Brand, Wille Gottes
Sp., 1/2 11. Gez.-Str.

Feinkörniger Melnikowit-Pyrit in Gelstrukturen („Leberkies“) und streifiger Markasit neben älterem Pyrit I (weiß, rauhe Oberfläche). Alles wird durchsetzt und z. T. verdrängt von jüngerem Bleiglanz (weiß, glatte Oberfläche) und Karbonspat (dunkelgrau)

(Bild 61). Allgemein überwiegen jedoch bei den Umwandlungsprodukten der streifige, parallel zu (0001) des Magnetkieses angeordnete Markasit I und der mit ihm häufig zusammen auftretende sehr feinkristalline und meist in Gelstrukturen angeordnete Melnikowit (Bild 62). Dieser wird häufig innerhalb des Freiburger Reviers auch als „Leberkies“ bezeichnet.

Die streifenförmig angeordneten Aggregate des Markasits I lassen sich z. T. schon makroskopisch an ihren eigenartigen, zelligen Strukturen als Magnetkiespseudomorphosen erkennen. In sich selbst sind jedoch die einzelnen Markasitaggregate völlig unorientiert angeordnet. Die zwischen den porigen Markasitlamellen entstandenen Hohlräume werden meistens durch jüngere Karbonate und Sulfidminerale der *eb*-Formation ausgefüllt.

Das von RAMDOHR (1955) beschriebene „Zwischenprodukt“ konnte in einigen Fällen ebenfalls wahrgenommen werden.

Oftmals wurde am Magnetkies auch eine deutliche Lamellierung festgestellt, die wahrscheinlich auf mechanische Beanspruchung zurückzuführen ist (Bild 63).



Bild 63 Vergr. 28 : 1, N +
Revier Brand, Gelobt Ölberg
Sth., 15. Gez.-Str.

Drucklamellierung im Magnetkies, die sich in den streifigen Markasitpseudomorphosen noch deutlich fortsetzt. Im Markasit etwas Karbonspat (helle Innenreflexe)

Spurengehalte:

Vom Magnetkies wurden drei Proben auf Co, Ni, Bi, As, Sb, Mn, Ag, Sn, Cu, Ti, Mo, V und Tl mit folgenden Ergebnissen untersucht:

Co, Ni und Bi waren nur in je einer untersuchten Probe nachweisbar mit Gehalten $< 0,0001\%$ (Co und Ni) bzw. $< 0,001\%$ (Bi).

As und Sb konnten in sämtlichen Magnetkiesen festgestellt werden (Durchschnittsgehalte $0,001\%$ As und $0,004\%$ Sb).

Mn liegt mit durchschnittlich $0,001\%$ relativ niedrig.

Ag zeigt mit einem Durchschnittswert von $0,001\%$ den gleichen Gehalt wie im Pyrit I.

Sn und **Cu** zeigen in ihren Gehalten zueinander eine gewisse Abhängigkeit, die wahrscheinlich auf evtl. Zinnkiesverwachsungen zurückzuführen ist. Die durchschnittlichen Konzentrationen liegen bei $0,01\%$ Sn und $0,004\%$ Cu.

Mo trat in zwei Proben mit Gehalten von $< 0,0001\%$ auf.

Ti, V und Tl konnten in allen untersuchten Proben nachgewiesen werden. Die Durchschnittsgehalte liegen bei allen drei Spurenelementen unter $0,001\%$.

Zinkblende (ZnS)

Auf den Gängen der *kb*-Formation ist Zinkblende I eines der Hauptminerale. Nach einer tektonischen Durchbewegung (2. Öffnungsbewegung) beginnt mit ihrer Abscheidung die „Zn-Sn-Cu-Abfolge“. Die Hauptmenge der schwarzen Zinkblende I zeigt ein allotriomorph-körniges Gefüge. Eine Zwillingslamellierung nach (111) konnte z. T. von OELSNER (1930) an geätzten Schlifflinien festgestellt werden. Betreffs ihrer Altersstellung ist sie immer jünger als Pyrit I und älter als Bleiglanz I.

Besonders charakteristisch für die hochthermale Zinkblende I ist ihre Reichhaltigkeit an sehr zahlreichen, im festen Zustand erfolgten Entmischungen von Zinnkies, Magnetkies und Kupferkies. Bei der hochthermalen Bildung der Zinkblende I lag zunächst ein Mischkristall (Zn, Fe) S mit größeren Gehalten an Sn, Cu, Mn und Cd vor, aus dem sich dann mit abnehmender Temperatur die charakteristischen Entmischungen von Zinnkies, Magnetkies und Kupferkies bildeten.

Die Zinnkiesentmischungen liegen meist in feindispersen, z. T. nebulös angeordneten Entmischungströpfchen vor, die sich bevorzugt an den Lamellengrenzen zu orientierten, leistenförmigen Aggregaten verdichten (Bild 64).

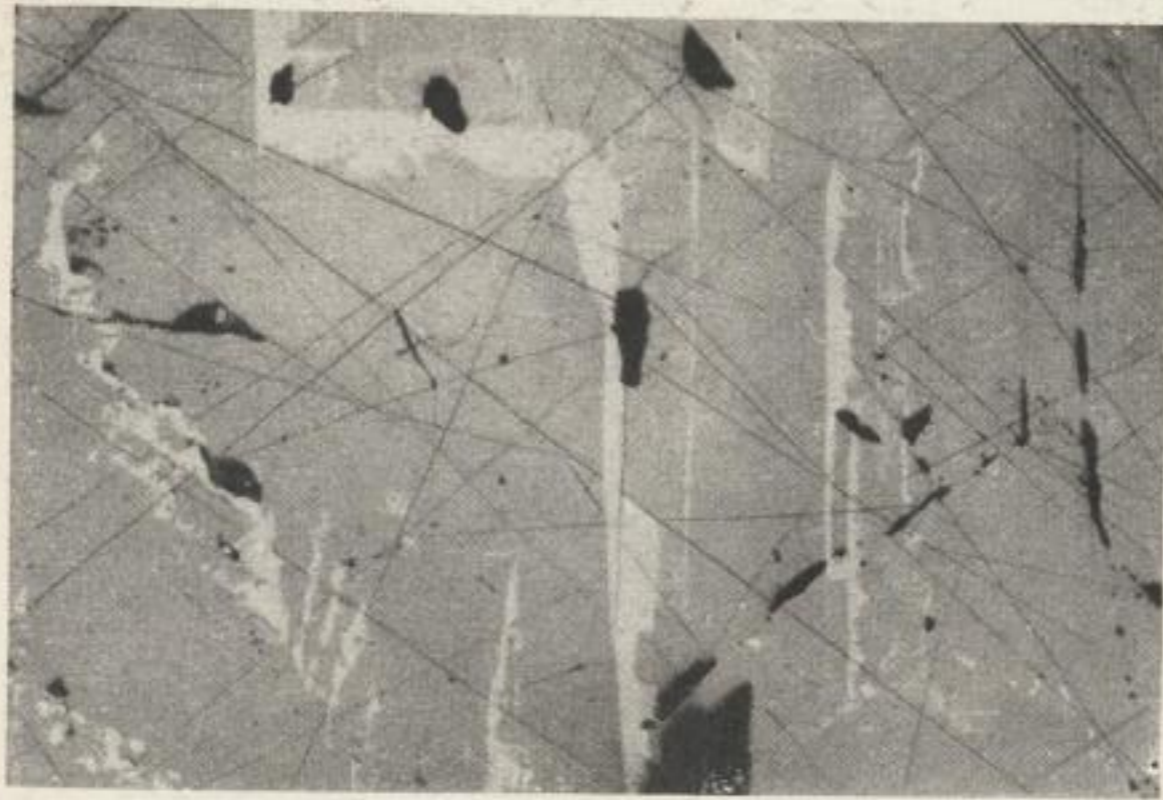


Bild 64 Vergr. 50 : 1
Abt. Himmelsfürst, Schweinskopf Fl., 15. Gez.-Str.
Orientierte Entmischungen von Zinnkies (weiß) in Zinkblende I (grau)

Im Verlauf der weiteren Temperaturabnahme beginnt der zunächst isomorph vorgelegene Magnetkies sich in tropfenförmigen Entmischungskörpern bevorzugt an den Korngrenzen der Zinkblende auszuscheiden. Bisweilen vereinigen sich dieselben zu langgestreckten, trumartigen Intergranularfilmen. Während die Zinnkies- und Magnetkiesentmischungen einander in ihrem mengenmäßigen Auftreten bis zum gewissen Grade ausschließen, treten letztere mit den nunmehr folgenden Kupferkiesentmischungen häufig zusammen auf. Manchmal werden dabei die bereits vorhandenen Magnetkieskörperchen als Abscheidungscentren von Kupferkies umhüllt (Bild 65). Während Kupferkies in seiner kubischen Hochtemperaturform noch isomorph in die Zinkblende eingebaut ist, wird

er bei sinkender Temperatur tetragonal und entmischt sich. Zunächst sind es wolzig angereicherte, bis zur Grenze mikroskopischer Sichtbarkeit feine Entmischungskörperchen, die sich im Verlauf der weiteren Temperaturabnahme in einer Art Sammelkristallisation zu immer größeren Aggregaten zusammenfinden. Die an den hochthermalen Zinkblenden von den tieferen Gezeugstrecken des Freiburger Reviers häufig gemachte Beobachtung einer relativen „Armut“ an größeren Kupferkiesentmischungen findet damit ihre Erklärung.

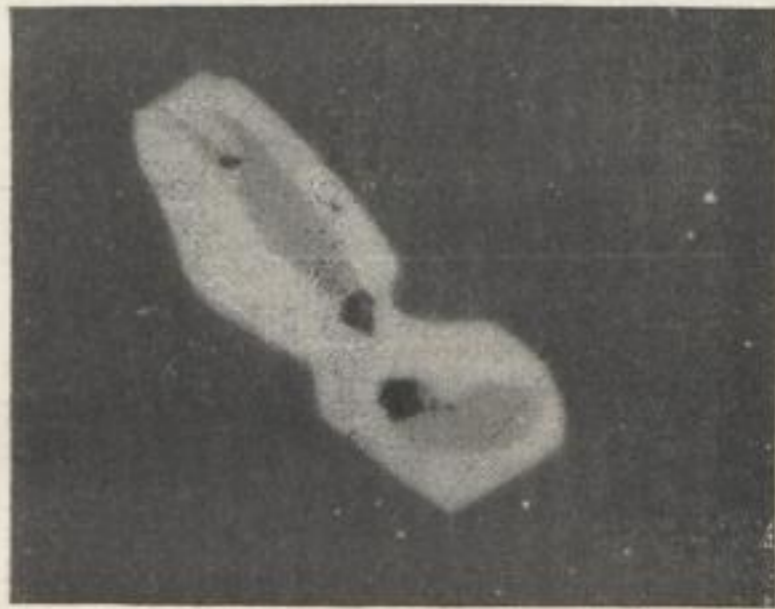


Bild 65 Vergr. 403 : 1
Abt. Himmelsfürst, Schweinskopf Fl.,
15. Gez.-Str.

Ältere Magnetkiesentmischung (hellgrau) wird umhüllt von jüngerem Kupferkies (grauweiß)

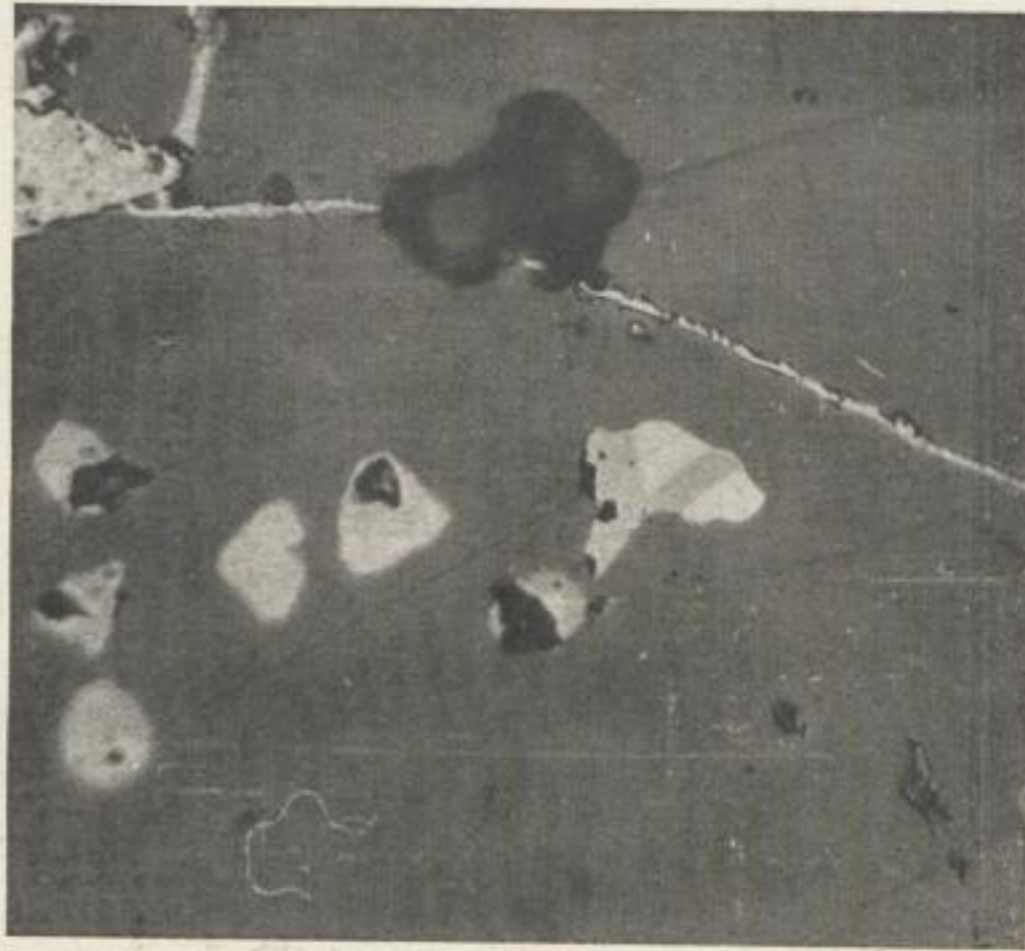


Bild 66 Vergr. 403 : 1
Revier Freiberg (Abt. Muldenhütten), Drei Könige
Sp., St.-S.

Kupferkiesentmischungen in Zinkblende I. Ein Kupferkieskörperchen (grauweiß) zeigt neben einem Magnetkieseinschluß (helleres Grau) eine deutlich leistenförmige Einlagerung von Cubanit (dunkleres Grau)

Waren die Zinnkies- und Magnetkiesentmischungen zum größten Teil orientiert innerhalb der Zinkblende angeordnet, so zeigen die jüngeren Kupferkiesentmischungen eine mehr unregelmäßige Verteilung. Häufig konnten in den größeren Kupferkiesentmischungskörpern neben den winzigen Magnetkieseinschlüssen noch leistenförmige Einlagerungen von Cubanit festgestellt werden (Bild 66). Es ist daher anzunehmen, daß der größte Teil der Kupferkiesentmischungen ursprünglich als Chalkopyrrhotin vorgelegen hat, welcher nach den Angaben von BORCHERT (1934) erst zwischen 255° und 235° C bei langsamer Abkühlung in Kupferkies + Magnetkies + Cubanit zerfiel. Diese Tatsache kann für die Zinkblende I als wichtiges geologisches Thermometer gewertet werden. Ihre Bildungstemperatur muß danach zumindest bei 255° C gelegen haben. Nach RAMDOHR (1955) ist der Chalkopyrrhotin mit der kubischen Hochtemperaturform des Kupferkieses identisch.

Neben der Zinkblende I tritt vereinzelt auf Trümchen noch eine jüngere, entmischungsfreie Zinkblende II auf, die wahrscheinlich im Gefolge der dritten Öffnungsbewegung aus tektonisch stark durchbewegten Zinkblende-I-Partien umgelagert wurde. Gegenüber der Zinkblende I zeichnet sie sich durch häufigere, braune Innenreflexe aus, was auf einen niedrigeren Fe-Gehalt schließen läßt. Den jüngeren Zinkblende-II-Trümchen und Korrosionsgrenzen der Zinkblende I oftmals parallel angeordnete Kupferkiesentmischungen deuten wahrscheinlich auf eine durch die Verdränger bewirkte Reaktionsbildung mit einer teilweisen Mobilisation des Kupferkieses hin. Daneben erfolgte noch von jüngeren Kupferkies-I-Trümmern eine weitere sekundäre Kupferkieszufuhr, indem ein Teil desselben in die Zinkblende hineindiffundierte und nunmehr als beiderseitig parallel den Trümgrenzen verlaufender Reaktionssaum in feindispersen Einschlüssen vorliegt.

Der durchschnittliche Gesamteisengehalt der schwarzen Zinkblende I liegt nach den von TÖLLE (1955) durchgeführten 212 Zinkblendeanalysen bei 12,55 % Fe (Schwankungsbereich 9,60 bis 14,60 % Fe). Eine evtl. gesetzmäßige Abhängigkeit der Fe-Gehalte im Streichen und Fallen konnte dabei nicht festgestellt werden. Der durchschnittliche Zinkgehalt beträgt auf Grund derselben Analysen 50,79 % Zn.

Spurengehalte:

Von der Zinkblende I der *kb*-Formation wurden aus dem Revier Freiberg (Abt. „Himmelfahrt“) bisher 212 Proben untersucht (TÖLLE 1955). Dieselben wurden durch 37 *kb*-Zinkblenden aus dem Revier Brand ergänzt. Alle diese Proben wurden auf ihre Spurengehalte an Cu, Mn, Cd, Sn, Co, In, Tl, Ga, Ge und Hg geprüft. Durch die Erweiterung der Untersuchungen auf das Revier Brand bestanden infolge des vorliegenden größeren Bildungsraumes bessere Möglichkeiten, gewisse Abhängigkeiten in den Spurengehalten der *kb*-Zinkblenden zu beobachten, die in der Arbeit von TÖLLE (1955) für den Raum von „Himmelfahrt“ noch nicht so deutlich in Erscheinung traten. Die nähere Auswertung der Ergebnisse ergibt folgendes:

Cu: Der Durchschnittsgehalt der Zinkblenden vom Revier Freiberg beträgt 1,6 % Cu, derjenige vom Revier Brand liegt mit 0,9 % etwas niedriger. Der Cu-Gehalt wird zum größten Teil auf die Kupferkiesentmischungen, zum geringeren Teil auf Zinnkies- und Fahlerzentmischungen zurückzuführen sein.

Mn: Auch hier zeigen die *kb*-Zinkblenden von Brand mit einem Durchschnittsgehalt von 0,23 % gegenüber denjenigen vom Revier Freiberg mit 0,43 % einen gewissen „Teufenunterschied“, entsprechend der Tatsache, daß hohe Mn-Gehalte für hohe Bildungstemperaturen charakteristisch sind. Nach WARREN und THOMPSON (1945) ist eine Mn-Fe-Isomorphie in der Zinkblende anzunehmen. Eine Abhängigkeit zwischen Fe und Mn (gegenläufiges Verhalten!) konnte nach TÖLLE (1955) nicht festgestellt werden. Von den *kb*-Zinkblenden des Revieres Brand wurden bisher keine auf Fe untersucht.

Cd: Auf Grund der Durchschnittsgehalte von 0,6 % (Revier Freiberg) und 0,77 % (Revier Brand) konnte kein wesentlicher Unterschied zwischen den beiden Revieren festgestellt werden. Cadmium ist als CdS der kubischen ZnS-Modifikation beigemischt.

Sn: Gegenüber den Proben vom Revier Freiberg (Durchschnitt $\bar{x} = 0,39\%$) liegt in den Zinkblenden vom Revier Brand (Durchschnitt $= 1,2\%$) eine relativ starke Zinnanreicherung vor. Bereits TÖLLE (1955) stellte fest, daß im tieferen Lagerstätten-niveau von „Himmelfahrt“ auf den oberen Gezeugstrecken höhere Sn-Gehalte zu verzeichnen sind als auf den unteren. Die höchsten Zinnkonzentrationen scheinen daher für Gesamt-Freiberg in den mesothermalen Zinkblenden der *kb*-Formation zu liegen. Nach SCHROLL (1953b) können bei normalen Temperaturen nur durchschnittlich $0,1\%$ Sn in das Zinkblendegitter aufgenommen werden. Der größte Teil des Sn liegt daher als Zinnkiesentmischung vor, die vor allem im Brander Revier erzmikroskopisch in sehr reichlichem Maße beobachtet werden konnte.

Co wurde im Revier Freiberg nur auf den tiefsten Sohlen nachgewiesen (Durchschnitt $0,004\%$). Mit wachsender Teufe liegt aber keine stetige, sondern eine sprunghafte Zunahme vor, die jedoch wahrscheinlich auf die schwere Anregung des Co bei der Spektralanalyse zurückzuführen ist. Im Revier Brand lag Co meistens unter der Nachweisgrenze, nur einige Proben von der tiefsten Gezeugstrecke zeigten plötzliche, sprunghafte Gehalte von $0,01$ bis $0,05\%$ Co. Das Verhalten des Co innerhalb der *kb*-Zinkblenden Freibergs stimmt mit den Beobachtungen OFTEDALS (1940) überein, welcher besonders in den hochthermalsten Zinkblenden Co-Gehalte vorfand.

In liegt in seinen Gehalten im Freiburger Revier etwas höher (Durchschnitt $= 0,10\%$) als im Revier Brand ($0,07\%$). SCHROLL (1953) nimmt an, daß In in fester Lösung in der Zinkblende vorliegt. Ein Einbau von In^{2+} als InS in das Zinkblendegitter ist auf Grund des Ionenradius ($r = 1,43$ AE) weniger wahrscheinlich.

Tl: In sämtlichen bisher untersuchten ZnS-Proben der *kb*-Formation von Gesamt-Freiberg lagen die Tl-Gehalte meistens unter $0,001\%$. Eine Abhängigkeit innerhalb der *kb*-Zinkblenden konnte nicht festgestellt werden. Die Art des Tl-Einbaues in die Zinkblende ist noch unbekannt.

Ga: Soweit die untersuchten Proben zeigen, scheinen die Ga-Gehalte im Revier Freiberg etwas höher ($0,001\%$) als im Revier Brand ($0,0004\%$) zu sein. Das Ga ist wahrscheinlich in seiner kubischen Tieftemperaturmodifikation von Ga_2S_3 ($a_0 = 5,171$ AE) in das Zinkblendegitter ($a_0 = 5,412$ AE) eingebaut.

Ag: Die Ag-Gehalte schwanken im Revier Freiberg zwischen $0,01$ und $0,3\%$. Der Schwankungsbereich im Revier Brand ist noch etwas größer ($0,001$ bis 1%). Da Zinkblende nach SCHROLL (1953b) nur $0,03$ bis $0,05\%$ Ag in das Gitter aufnehmen kann, muß ein Teil des Silbers aus Verwachsungen mit silberhaltigen Mineralien stammen (Bleiglanz, Fahlerze, Silbersulfantimonide).

Ge: TÖLLE (1955) konnte im Revier Freiberg Germanium nur in wenigen Proben nachweisen (allgemein $< 0,0001\%$ Ge). Dagegen konnten bei den *kb*-Zinkblenden von Brand, entsprechend der niedrigeren Bildungstemperatur, in fast zwei Drittel der Proben Ge-Gehalte angetroffen werden (Durchschnitt $= 0,0001\%$). Ge könnte sowohl als rhomb. GeS dem kubischen bzw. hexagonalen ZnS beigemischt als auch atomar in das ZnS-Gitter eingebaut sein. Eine endgültige Lösung dieser Frage liegt noch nicht vor (WARREN und THOMPSON, 1945).

Hg war in den untersuchten *kb*-Proben nicht nachweisbar.

Zinnkies ($\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$)

Im Gefolge der Zinkblende I reichert sich der zunächst nur in Entmischungen vorliegende Zinnkies zu größeren, selbständigen Aggregaten an, die innerhalb bestimmter Gangzonen gegenüber der anderen Mineralisation relativ stark überwiegen können (Freiberger „Zinngänge“!). Seine Hauptverbreitung hat Zinnkies I vor allem innerhalb eines im Süden sich gürtelförmig um das engere Freiburger Kernrevier erstreckenden Gebietes, das vorwiegend die Reviere „Mulden-

hütten“ und „Mittelgruben“ umfaßt (sogenannter „Zinngürtel“ Freibergs). Zinnkies I ist demnach das Hauptzinnmineral des Freiburger Lagerstättenbezirkes. Zinnstein tritt demgegenüber weitgehend zurück bzw. ist z. T. erst durch Oxydationsvorgänge aus Zinnkies I hervorgegangen (OELSNER 1930).

Allgemein liegt Zinnkies I in allotriomorphen, wenig verzahnten Aggregaten vor. Nur selten konnte eine Zwillingslamellierung nach (111) beobachtet werden. Oftmals waren winzige Entmischungen von Kupferkies und Zinkblende erkennbar. Die im kubischen Hochtemperaturzinnkies gut löslichen CuFeS_2 - und ZnS -Gehalte entmischen sich bei sinkender Temperatur. Der Kupferkies zeigt dabei häufig nach den Würfel­flächen (001) und (100) orientierte eingelagerte Entmischungskörperchen (Bild 67).

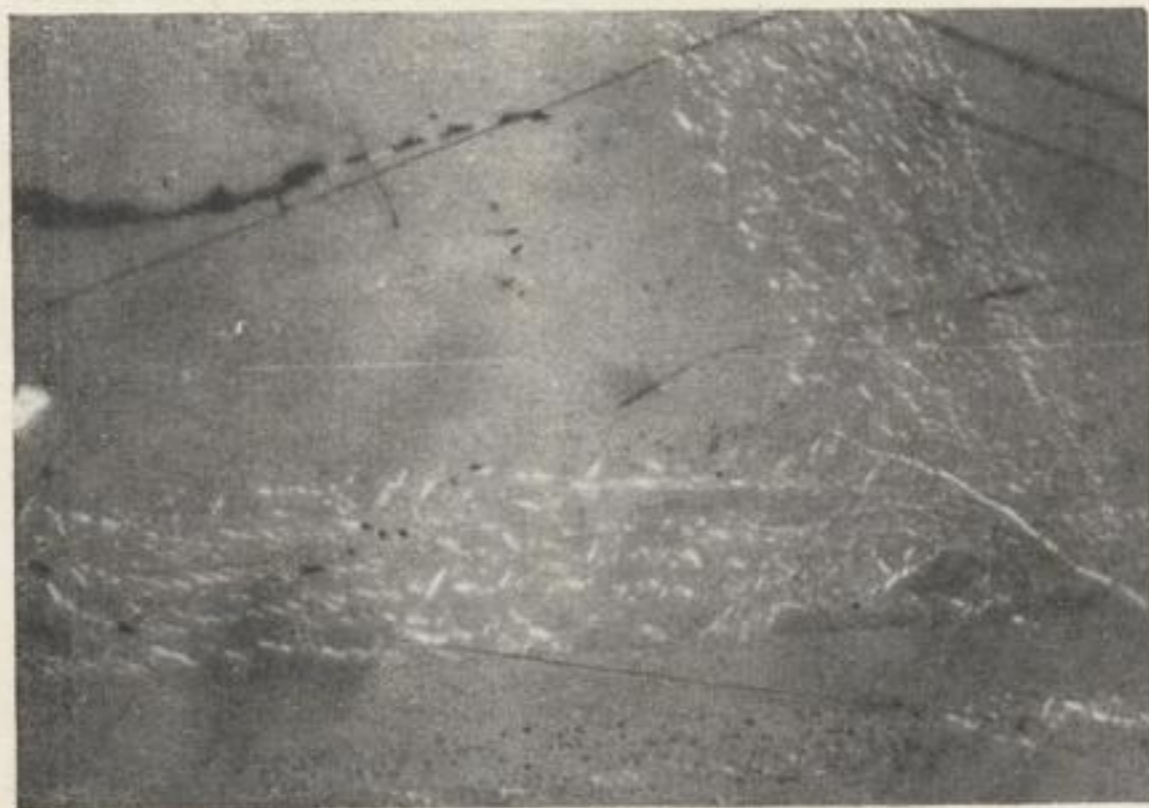


Bild 67 Vergr. 337 : 1
Revier Brand (Abt. Himmelsfürst), Schweinskopf Fl.,
1/2 14. Gez.-Str.
Orientierte Kupferkiesentmischungen im Zinnkies

Während Zinnkies I die Zinkblende I teilweise sehr stark verdrängt, wird er von Kupferkies I und Bleiglanz I korrodiert. Häufig treten dann in den beiden letzteren Mineralien größere Zinnkieseinschlüsse als unverdaute Restbildungen auf, woraus sich teilweise die relativ hohen Sn-Gehalte des Kupferkieses und vor allem des Freiburger Bleiglanzes erklären.

Kupferkies (CuFeS_2)

Als ein häufiger Begleiter der Zinkblende I tritt neben dem Zinnkies I noch der Kupferkies I auf. Im Gegensatz zur Zinkblende ist die Kupferkiesverteilung auf den „kb-Gängen“ ungleichmäßig. Seine maximalen Anreicherungs­zonen laufen annähernd konform mit dem sogenannten „Zinngürtel“ von Freiberg, so daß demnach innerhalb der kb-Formation eine deutliche zonale Anordnung der Sn-Cu-Paragenese festgestellt werden kann.

Stets tritt Kupferkies I in allotriomorphen, verzahnten Aggregaten auf. Eine Zwillingslamellierung nach (111) ist häufig festzustellen. Nach OELSNER (1930) handelt es sich hier um Wiederholungszwillinge. Manchmal beobachtbare Lamellenverbiegungen sind auf Deformationen zurückzuführen.

Kupferkies I ist immer jünger als Zinkblende I, die er häufig sehr stark korrodiert (Bild 68). Im Gegensatz zu den Kupferkiesentmischungen in der Zinkblende zeigt der Kupferkies I keine Cubaniteinschlüsse. Dagegen sind häufig orientiert angeordnete Entmischungen in Form der bekannten „Zinkblendesternchen“ zu beobachten (Bild 69).

Nach RAMDOHR (1925) sind sie charakteristisch für eine relativ hohe Bildungstemperatur.

Bild 68 Vergr. 28 : 1
Revier Brand (Abt. Mittelgruben), Tobias Sp., 1/2 4. Gez.-Str.

Zinkblende I (grau) wird intensiv verdrängt von Kupferkies I (weiß) unter teilweiser Bildung von Bornit (hellgraue Partien im Kupferkies)

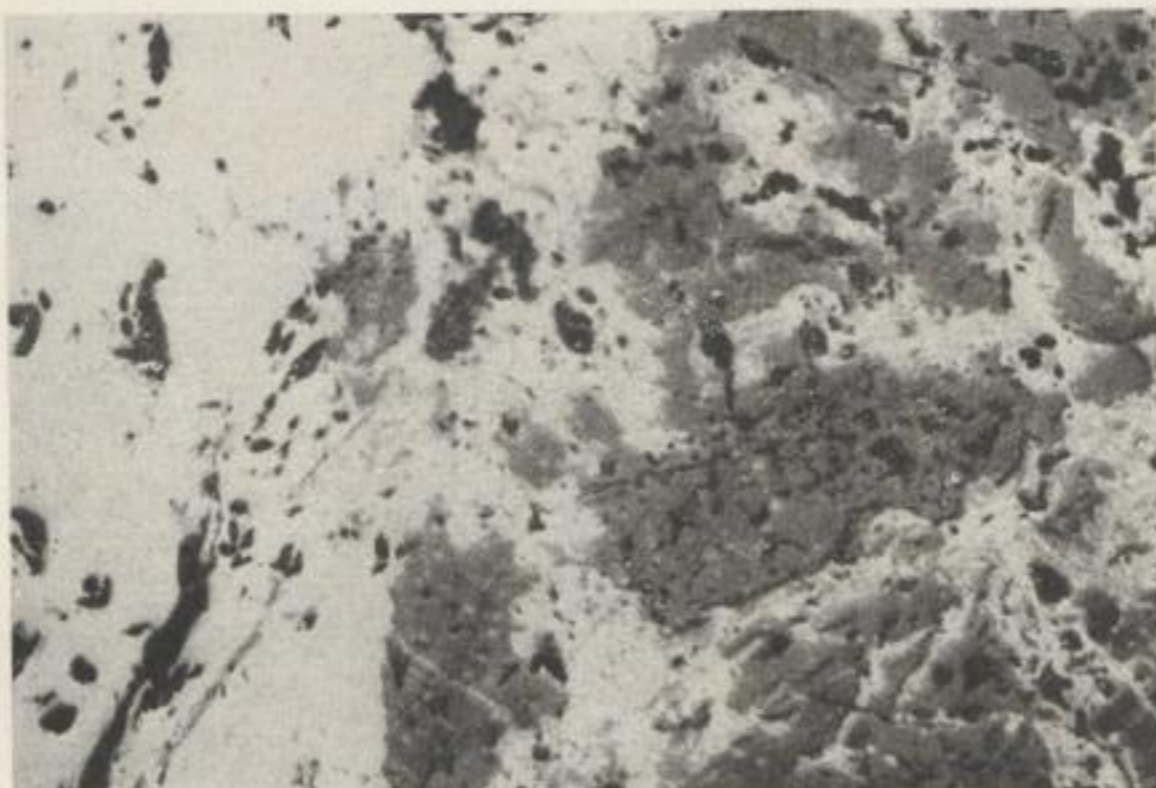


Bild 69 Vergr. 50 : 1
Revier Brand (Abt. Himmelsfürst), Friedrich Sth., 1/2 14. Gez.-Str.

Kupferkies I mit z. T. orientiert angeordneten Entmischungen von „Zinkblendesternchen“. Randlich Pyrit I (reinweiß, Relief)



Fahlerze

Tennantit (Cu_3AsS_3), *Tetraedrit* (Cu_3SbS_3)

Das reine Arsenfahlerz scheint gegenüber dem Tetraedrit nur in relativ geringen Mengen auf den Gängen der kb-Formation aufzutreten. Die auch bei niedriger Temperatur noch vorhandene große Mischbarkeit innerhalb der Fahlerz-

gruppe läßt eine reine Scheidung in Tennantit-Tetraedrit illusorisch erscheinen. Neben seltenen größeren Aggregaten erscheint Tennantit meist in tropfenförmigen, unregelmäßig eingelagerten Einschlüssen innerhalb des Bleiglanzes I und des Kupferkieses I. Nach OELSNER (1930) tritt manchmal Tennantit auch gern als Verdränger von Zinkblende, Arsenkies und Pyrit auf.

Eine größere Verbreitung zeigt im Gegensatz zum Tennantit das Antimonfahlerz, das als Tetraedrit I seine Hauptverbreitung auf den Gängen der *kb*-Formation hat. Es ist das eigentliche „Kupferfahlerz“ MÜLLERS (1901), welches Cu-Gehalte zwischen 38 bis 48% aufweisen kann. Mit Kupferkies I ist Tetraedrit I gleichaltrig bzw. etwas jünger (Bild 70); oftmals ist dann ein Übergang



Bild 70 Vergr. 28 : 1
 Revier Brand, Neue hohe
 Birke Sth., 8. Gez.-Str.
 Kupferkies I (weiß) geht über
 in Tetraedrit I (hellgrau). Die-
 ser wird orientiert von Kar-
 bonspat (schwarz) verdrängt

vom Kupferkies zum Tetraedrit I zu beobachten. Die Cu-Anreicherung in den Thermallösungen war auf bestimmten Gangzonen Freibergs anscheinend so groß geworden, daß neben Kupferkies I sich noch andere kupferhaltige Sulfide abscheiden konnten. Diese „Kupfergänge“ mit vorwiegend Kupferkies, Tetraedrit, Bornit und Kupferglanz wurden bereits von MÜLLER (1901) als sogenannte „Kupferfazies“ der *kb*-Formation besonders herausgestellt.

Charakteristisch für Tetraedrit I sind seine oftmals reichhaltigen entmischungsartigen Einschlüsse an Kupferkies. Manchmal wird Tetraedrit auch von Kupferkies durchtrümmert, d. h., der Kupferkies scheint den Tetraedrit in seiner Abscheidung etwas zu überlappen. Tetraedrit I ist immer älter als Bleiglanz I, in welchem er häufig neben dem Tennantit in Form von kleineren Einschlüssen auftritt.

Bornit (Cu_5FeS_4)

Stellenweise kommt es innerhalb der kupferreichen Gangzonen zur Bildung von Bornit I. Er tritt in allotriomorphen, wenig verzahnten Aggregaten innerhalb des Tetraedrit I auf. OELSNER (1930) beobachtete lamellenartige Kupferkieseinlagerungen nach (100). Ob es sich dabei um direkte Entmischungen oder

um Zerfallsprodukte handelt, konnte noch nicht sicher entschieden werden. Auf das letztere deutet die teilweise Vergesellschaftung mit Kupferglanz.

Kupferglanz (Cu_2S)

Mit Bornit I ist manchmal Kupferglanz I eng verwachsen. Es handelt sich hier um rhombischen Kupferglanz („lamellarer“ Kupferglanz nach OELSNER, 1930), welcher sich durch eine schwache Anisotropie auszeichnet. Meist ist er jünger als Tetraedrit I und Bornit I. Die Verdrängung des Bornits geht dabei völlig unregelmäßig von den Korngrenzen aus. Es ist noch nicht sicher anzugeben, ob hier eine aszendente oder deszendente Anreicherungsverdrängung vorliegt. Nach RAMDOHR (1955) kann sowohl der aszendent als auch der deszendent gebildete Kupferglanz rhombische Formen aufweisen.

Häufig wird Kupferglanz I von Karbonspattrümpfern der *eb*-Formation durchzogen, welche durch eine gewisse Fe-Zufuhr den Kupferglanz randlich wieder in Bornit und Kupferkies zurückverwandeln können.

Covellin (CuS)

Covellin tritt in feinkörnigen, z. T. idiomorphen Aggregaten auf, welche bevorzugt an Spältchen und Korngrenzen innerhalb der Kupferminerale gebunden sind. In allen Fällen ist Covellin eine sehr junge Bildung und daher wahrscheinlich als ein deszendentes Zementationsprodukt anzusehen.

Bleiglanz (PbS)

Nach einer relativ starken Durchbewegung (3. Öffnungsbewegung), die mit einer erheblichen Kataklyse und teilweisen Umlagerung der älteren Sulfidminerale verknüpft ist, tritt mit Bleiglanz I das wirtschaftlich wichtigste Erzmineral des Freiburger Lagerstättenbezirkes auf. Er ist das letzte aszendent gebildete Sulfidmineral der *kb*-Formation, die bekanntlich anschließend mit Quarz II ihren Abschluß findet.

Zum größten Teil liegt der Bleiglanz in grobkörnigen allotriomorphen Aggregaten vor. Durch jüngere Deformationen kann er infolge seiner guten Trans-

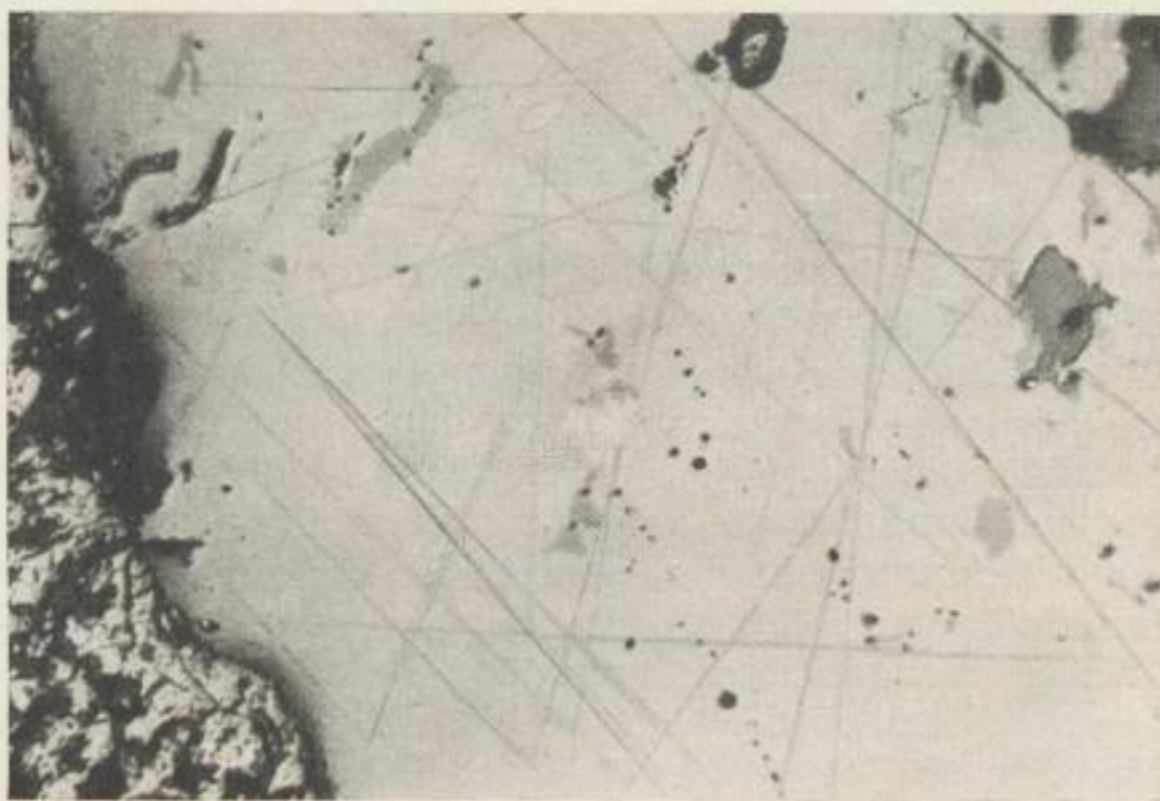


Bild 71 Vergr. 85 : 1
Revier Brand (Abt. Himmelsfürst), Freiesleben Sth., 15. Gez.-Str.

Bleiglanz I mit Einschlüssen von Zinkblendeverdrängungsresten (dunkelgrau, Relief) sowie von Zinnkies (grau), Fahlerz (helleres Grau) und Kupferkies (weiß), welche aus der korrodierten Zinkblende übernommen wurden. Randlich älterer Pyrit I mit Quarz I

lationsfähigkeit (hohe Plastizität!) eine sehr feinkörnige, „striemige“ Struktur annehmen und damit Anlaß zur „Bleichweifbildung“ geben.

Auf Grund seiner jüngeren genetischen Stellung enthält der Bleiglanz I häufig Einschlüsse an älteren Sulfiden einschließlich ihrer ehemaligen Entmischungen. Diese erfahren dabei meist eine Art Sammelkristallisation. So wurden z. B. Kupferkies, Zinnkies, Magnetkies sowie Tennantit-Tetraedrit häufig bei der Verdrängung der Zinkblende I z. T. in ihrer ursprünglichen Form übernommen bzw. in umgelagerter Form innerhalb des Bleiglanzes wieder ausgeschieden (Bild 71). Diese Einschlüsse sind dann zum größten Teil unregelmäßig begrenzt und zeigen eine unregelmäßige Verteilung. Nur selten konnten orientierte Einlagerungen nach (100) beobachtet werden. Nach OELSNER (1930) liegt Kupferkies manchmal in myrmekitischer Verwachsung vor.

Die im Bleiglanz I nachweisbaren Ag-Gehalte sind zusammen mit den ebenfalls fast immer feststellbaren Bi-Gehalten nach den Untersuchungen von LEUTWEIN-HERRMANN (1954) als α -Schapbachit im Bleiglanzgitter isomorph eingebaut. Dies stimmt überein mit der Feststellung RAMDOHRS (1938), daß Schapbachit als α -AgBiS₂ im Bleiglanz bei über 215° Bildungstemperatur löslich ist.

Schapbachitentmischungen konnten erzmikroskopisch auf Grund der relativ geringen gelösten Wismutmengen bisher noch nicht festgestellt werden. Durch die jüngeren silberreichen Lösungen der späteren „edlen Braunspatformation“ (eb) erfolgte oftmals noch eine zusätzliche „Versilberung“ durch Silbersulfantimonide und andere Silberminerale.

Spurengehalte:

Vom Bleiglanz I der kb-Formation wurden aus dem Revier Freiberg („Himmelfahrt“) ca. 180 Proben von LEUTWEIN-HERRMANN (1954) und aus dem Revier Brand zusätzlich noch ca. 260 Proben vom Verfasser spektralanalytisch auf Spurengehalte an Bi, Ag, Sb, As, Sn, Cu und Tl untersucht. Die Auswertung der Ergebnisse lassen allgemein folgendes erkennen:

Bi: Bereits die Arbeiten von LEUTWEIN-HERRMANN (1954) in der Abt. „Himmelfahrt“ erbrachten den Nachweis einer Zunahme des Wismutgehaltes nach der Teufe. Die Gültigkeit dieser Erkenntnis für den gesamten zentralen Freiburger Lagerstättenbezirk konnte durch die Arbeit von OELSNER und BAUMANN (1957) erbracht werden. Die Bi-Gehalte im Bleiglanz I können danach für Freiberg auf Grund ihres gesetzmäßigen Einbaues als α -AgBiS₂ in das kubisch flächenzentrierte Gitter des Bleiglanzes zur Konstruktion von „Isothermallinien“ verwendet werden. Die Verbreitung der Bereiche mit verschiedenen Wismutgehalten läßt evtl. auf lokale Aufwölbungen des z. Z. in seiner Morphologie noch unbekanntes Freiburger Plutons schließen (Bild 72). Die Bi-Gehalte liegen im eigentlichen Revier Freiberg mit durchschnittlich 0,01 bis 0,1 % am höchsten und kennzeichnen damit den katathermale Bereich des Lagerstättenbezirkes. Sowohl nach N in Richtung Revier Halsbrücke als auch nach S in Richtung Revier Brand ist ein kontinuierlicher Abfall der Bi-Gehalte vorhanden. Die durchschnittlichen Bi-Gehalte liegen in diesen beiden Revieren bei ungefähr 0,01 bzw. 0,05 %. Innerhalb des Revieres Brand zeigt sich noch einmal im Verlauf der „Isothermalflächen“ ein mittleres Maximum. Nach den Randgebieten des Lagerstättenbezirkes gehen schließlich die Gehalte bis auf < 0,001 % zurück, analog dem Einschieben der jüngeren eb-Paragenesen auf den Gängen.

Ag: Durch den im Bleiglanz der *kb*-Formation eingebauten Schapbachit ist ein gewisser äquivalenter Silbergehalt gegeben. Doch sowohl im Revier Freiberg als auch im Revier Brand liegen in den meisten Proben die Ag-Gehalte über dem der Schapbachitformel entsprechenden Äquivalent. Der Schwankungsbereich der Ag-Gehalte liegt im Revier Freiberg zwischen 0,10 bis 0,25 ‰, im Revier Brand zwischen 0,001 bis 1,0 ‰, d. h., die jeweils niedrigsten Werte zeigen analog den Bi-Gehalten eine abfallende Tendenz. Ag-reichere Bleiglanze zeigen auch hohe Sb-Gehalte, die auf Tetraedriteinschlüsse und z. T. auch auf jüngere Silbersulfantimonide schließen lassen. Silbergehalte unter der durch die Schapbachitformel gegebenen äquivalenten Verhältnismenge sind nicht vorhanden.

Sb: Für das Revier Freiberg liegen die Sb-Gehalte hauptsächlich zwischen 0,1 bis 0,5 ‰ (LEUTWEIN-HERRMANN 1954), im Revier Brand dagegen bei 0,01 bis 0,1 ‰. Die Höhe der Sb-Gehalte läuft den Ag-Gehalten annähernd parallel.

As: Die As-Gehalte liegen meist um 0,001 ‰ und kommen fast in allen Bleiglanzen der *kb*-Formation vor. Sie werden hauptsächlich auf die geringen Tennantiteinschlüsse im Bleiglanz zurückzuführen sein. Bei Gehalten von $\geq 0,1$ ‰ liegen wahrscheinlich Verunreinigungen durch Arsenkies vor.

Sn: Der Bleiglanz vom Revier Freiberg enthält Sn-Gehalte zwischen 0,001 bis 0,1 ‰, dagegen der vom Revier Brand Gehalte von 0,05 bis 1,0 ‰ Sn, die erzmikroskopisch als Zinnkies nachweisbar sind. Dieser wurde bei der Verdrängung der Zinkblende durch den Bleiglanz übernommen. Da die Zinkblende vom Revier Brand reichhaltiger an Zinnkiesentmischungen ist als diejenige vom Revier Freiberg, erklärt sich daraus auch der höhere Sn-Gehalt des Branders Bleiglanzes.

Cu: In ziemlich allen Bleiglanzproben sind Cu-Gehalte von $< 0,001$ bis $> 0,1$ ‰ nachweisbar. Diese Gehalte stammen zum größten Teil aus den Fahlerzeinschlüssen bzw. aus den von der verdrängten Zinkblende übernommenen Kupferkiesentmischungen.

Tl konnte in den meisten Proben mit durchschnittlich 0,01 ‰ festgestellt werden.

b) Die Eisen-Baryt-Formation (*eba*)

Mit den Paragenesen dieser Formation kommen in der Hauptsache oxydische Mineralien zum Absatz. Neben den älteren Beschreibungen von WERNER (1791) und MÜLLER (1901) wurde diese Erzformation von OELSNER (1930 und 1952c) z. T. neu bearbeitet. Einige Baryte untersuchte TISCHENDORF (1955) spektrochemisch, ohne jedoch irgendwelche genetischen Schlüsse daraus zu ziehen. Die Ergebnisse konnten z. T. für die vorliegende Arbeit mit verwendet werden. Aus den neuen Aufschlüssen im Revier Brand ergaben sich noch einige weitere Beiträge zur Kenntnis dieser Mineralfolge.

Die „*eba*-Formation“ besteht im wesentlichen nur aus der Hornstein-Baryt-Abfolge (mit den Hauptmin. Hornstein, Baryt, Flußpat, Eisenglanz, Uranpechblende).

Die Abfolge ist durch starke tektonische Bewegungsphasen sowohl gegen die ältere *kb*-Formation als auch gegen die jüngere *eb*-Formation abgegrenzt.

Gangarten

Hornstein-Quarz (SiO_2)

Die *eba*-Formation beginnt ebenfalls mit einer Quarzgeneration. Im Gegensatz zum Quarz der *kb*-Formation tritt dieser in sehr feinkristallinen Massen als sogenannter „Hornstein“ auf. Die SiO_2 -Zufuhr muß während des Absatzes

der *eba*-Formation fast ununterbrochen stattgefunden haben. Auf Grund des unterschiedlichen Habitus lassen sich jedoch drei Generationen unterscheiden:

Hornstein I tritt in dichten, kryptokristallinen Aggregaten auf, die mikroskopisch aus sehr kleinen Quarzkörnchen bestehen. Manchmal zeigt er opalartige Ausbildung mit muscheligem hornartigem Bruch.

Hornstein II hat eine feinkörnige Struktur und ist daher dem normalen Chalcedon ähnlich. Stellenweise ist er direkt mittelkörnig ausgebildet, was ihm eine rauhe, zuckerartige Oberfläche verleiht.

X Diese beiden Hornsteine sind mit den oftmals als Schmucksteine Verwendung findenden „Halsbacher Achaten“ identisch.

Quarz III tritt am Schluß der *eba*-Formation auf. Bei den z. T. auf Drusen ausgebildeten Kristallen herrschen die Formen (1010), (1011) und (0111) vor. Oftmals zeigt er eine lichtviolette Färbung. In der Nähe von Halsbach fand ein Äquivalent desselben als Amethyst ebenfalls für die Schmucksteinindustrie Verwendung.

Am Hornstein kann man auf Grund der Färbung noch zwei Varietäten unterscheiden:

Roter Hornstein, der seine Färbung dem mit ihm zusammen vorkommenden Roteisen verdankt. Das z. T. feindispers vorliegende Fe_2O_3 bevorzugt manchmal einzelne Hornsteinlagen und läßt dadurch die konzentrisch-schaligen Strukturen desselben erkennen (Bild 73).



Bild 73 Vergr. 50 : 1, N +
Revier Brand, Leander Sth.,
5. Gez.-Str.

Hornstein I als SiO_2 -Gel (weiß) mit Fe_2O_3 -Lagen (schwarz) und rekristallisierten Hämatitnadelchen. Die größeren schwarzen Partien am Rande sind z. T. ältere Sulfidminerale.

Schwarzer Hornstein, dessen graue bis tiefschwarze Färbung wahrscheinlich auf entsprechend dispers verteilte Manganoxyde und auf feinzerriebene, mylonitisierte Sulfide der *kb*-Formation zurückgeführt werden muß.

Die Färbungsintensität nimmt jeweils von Hornstein I nach Hornstein II hin ab.

Hornstein II zeigt manchmal Pseudomorphosen nach Baryt. Dabei handelt es sich um sogenannte „Umhüllungspseudomorphosen“, bei denen zunächst die einzelnen Barytindividuen vom Hornstein umkrustet und nach Korrosion des

Baryts die entstandenen Negative von erneut zugeführtem SiO_2 -Gel verfüllt wurden. Analoge Verhältnisse, jedoch in noch größerem Umfang, liegen auch innerhalb der jüngeren „fluorbarytischen Formation“ (*fba*) Freibergs vor (TISCHENDORF 1955). Hier wie dort sind jedoch die einzelnen zeitlichen Stadien der Umhüllung des Baryts, der Verdrängung desselben und die Verfüllung der Barytnegative nicht genau festzulegen.

Oftmals wird die Mineralisation der *kb*-Formation außerordentlich intensiv vom Hornstein der *eba*-Formation verdrängt. Von der normalen Frontalverdrängung mit einwandfreien Korrosionsgrenzen können dabei sämtliche Übergänge bis zur intensivsten Durchtrümerung und allmählichen „Zersetzung“ und Auflösung der *kb*-Mineralien (besonders die Mineralien der Kiesparagenese!) beobachtet werden. Durch eine intensive Infiltration des Hornsteins entstehen z. T. eigenartige nebulöse Auflösungserscheinungen (Bild 74).

Bild 74 Vergr. 28 : 1
Revier Brand (Abt. Himmelsfürst), Daniel Fl., 1/2 14. Gez.-Str.

Intensive Verdrängung der *kb*-Mineralisation durch den Hornstein der jüngeren *eba*-Formation. Nebulös anmutende Auflösungserscheinungen des älteren Pyrits I (weiß, rauhe Oberfläche) im Hornstein I (grauschwarz). Dabei wird der Pyrit z. T. in Markasit bzw. in Hämatit umgewandelt. Randlich Korrosionsreste von Bleiglanz I (weiß, glatt) und Arsenkies I



Die spektralanalytische Untersuchung zweier Hornsteinproben ergab u. a. Gehalte an Fe, Pb, Zn, Ni, Bi, As, Sb, Cu, Mn, Ag, Sn, V und Mo.

Baryt (BaSO_4)

Baryt ist eines der charakteristischen Mineralien der *eba*-Formation. Nach Kristalltracht und Farbe lassen sich zwei Barytgenerationen unterscheiden. Diese Aufgliederung des Baryts wird durch die Ergebnisse der Spektralanalyse gestützt.

Baryt I ist vorwiegend mittelschalig ausgebildet, tritt jedoch auch häufig in derben Aggregaten auf. Die meist braun- bis fleischrote Färbung wird durch den Gehalt an feindispers verteiltem Roteisen verursacht. Oftmals liegen auch Wechsellagerungen zwischen rotem Baryt und Hämatit vor (Bild 75). Die einzelnen Lagen verlaufen parallel zueinander. Dabei konnte manchmal in Salbandnähe ein häufigere Wechsellagerung und damit ein größerer Fe_2O_3 -Absatz beobachtet werden als in der Mitte des Ganges.

Baryt II zeigt eine überwiegend krummschalige Ausbildung, wobei auch hier einige mittelschalige Typen auftreten können. Seine Farbtönung schwankt allgemein zwischen hellrot bis schwachrosa. Daraus läßt sich eine Abnahme der parallel laufenden Fe_2O_3 -Abscheidung ableiten. Analog dem Hornstein muß wahrscheinlich auch hier eine kontinuierliche Barytabscheidung angenommen werden, die in Baryt I und Baryt II jeweils ein Maximum erreicht.

Auch der Baryt korrodiert neben dem Hornstein die ältere Mineralisation der *kb*-Formation, wobei an den Korrosionsgrenzen z. T. Reaktionssäume ent-



Baryt I

Bild 75 M. 1 : 1
Revier Freiberg, Riemer Sp.,
1. Gez.-Str.

Wechselagerung von rotgefärbtem Baryt und Hämatit der *eba*-Formation

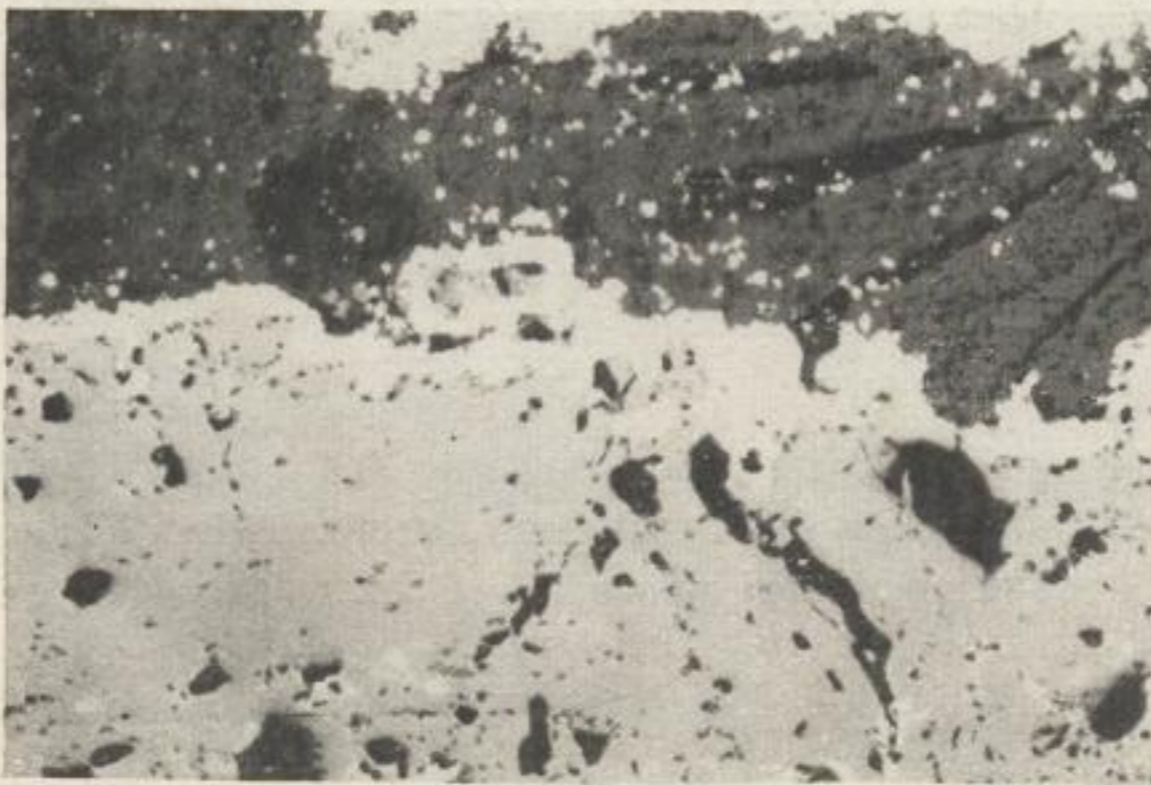


Bild 76 Vergr. 28 : 1
Revier Brand, Kröner Sth.,
St.-S.

Baryt II (dunkelgrau) im Tetradrit I (hellgrau), Zwischen beiden ein Reaktionssaum von Kupferkies (weiß)

stehen können (Bild 76). Wie bereits erwähnt, wird der Baryt seinerseits manchmal pseudomorph von Hornstein II verdrängt. Weiterhin konnten auch Pseudomorphosen von jüngerem Karbonspat der *eb*-Formation nach Baryt I festgestellt werden (Bild 77). Aus der Anordnung des bei der Verdrängung vom Karbon-

spat unverändert übernommenen Hämatits lassen sich die Barytstrukturen noch deutlich erkennen. Diese häufigen Pseudomorphosen deuten darauf hin, daß die Thermallösungen in diesem Zeitraum betreffs ihrer Zusammensetzung einige Veränderungen erfuhren. Das Auftreten dieser Pseudomorphosen im gesamten Lagerstättenbezirk beweist, daß es sich dabei hier nicht nur um lokale Konzentrationsschwankungen handeln kann, sondern um generelle Änderungen im Charakter der Lösungszufuhren überhaupt.

Die teilweise Andeutung eines radialfasrigen bzw. konzentrisch-schaligen Aufbaues, insbesondere des Baryts II, lassen auf primäre Kolloidallösungen und Gelausscheidungen schließen, wobei letztere erst zu einem späteren Zeitpunkt rekristallisierten.

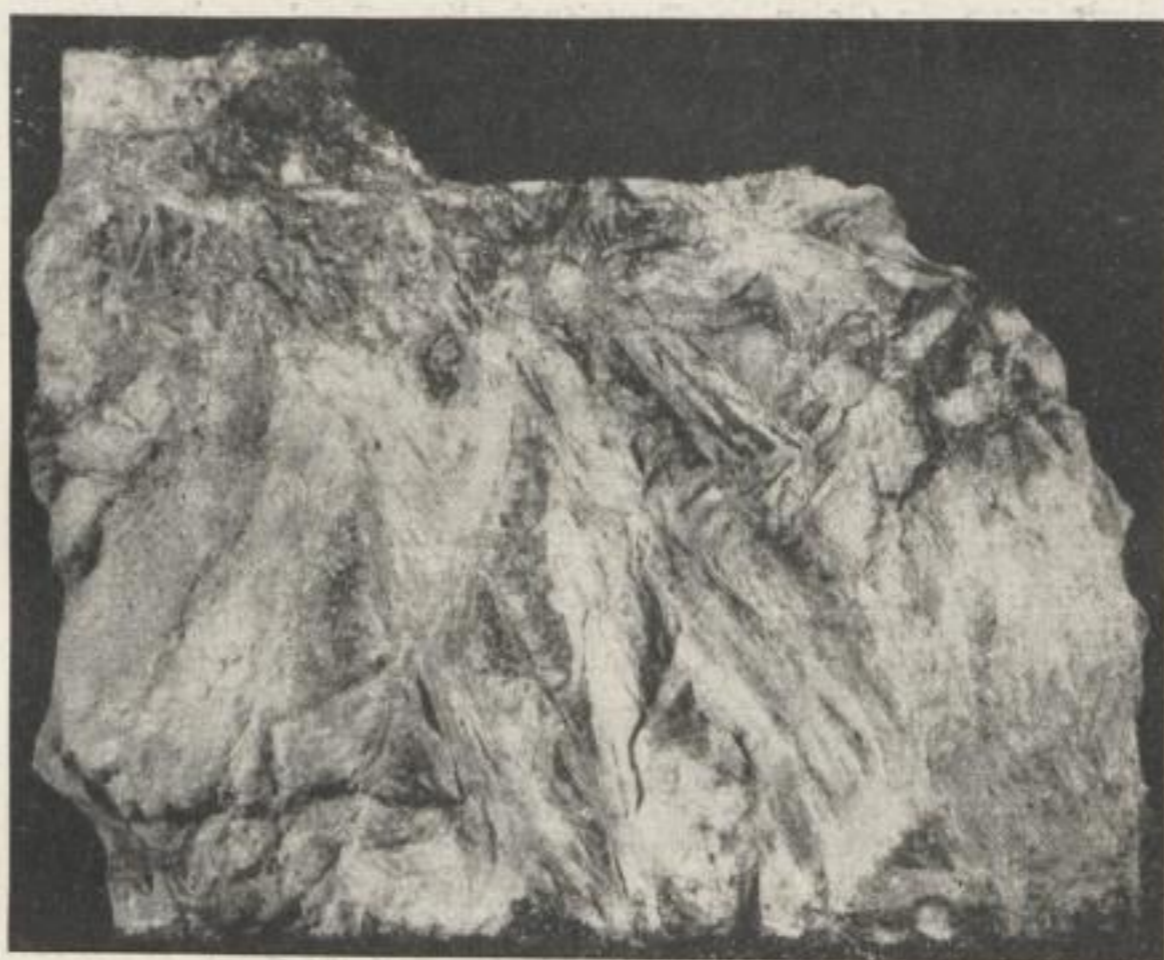


Bild 77 M. 1 : 2
Revier Brand (Abt. Himmelsfürst), Heinrich Sth., 7. Gez.-Str.

Pseudomorphosen von Karbonat nach Baryt

Spurengehalte:

Ausgehend von den Ergebnissen TISCHENDORFS (1955) an den Baryten der „fluorbarytischen Bleiformation“ (*fba*) Freibergs, die eine deutliche Abhängigkeit der Sr- und Ca-Gehalte von ihrer Altersstellung zeigten, wurden auch die beiden makroskopisch unterscheidbaren Barytgenerationen der *eba*-Formation spektrochemisch auf Spurengehalte von Ca, Sr, Pb, Fe und Mn untersucht. Dabei lagen 17 Proben vom *eba*-Baryt I und 19 Proben vom *eba*-Baryt II zur Bearbeitung und Auswertung vor:

Ca: Die Ca-Gehalte schwanken beim Baryt I zwischen $\ll 0,01$ und $1,8\%$ (Durchschnitt $0,21\%$ CaSO_4) und beim Baryt II zwischen $< 0,01$ und $4,5\%$ (Durchschnitt $1,05\%$ CaSO_4). Die Durchschnittskonzentrationen an CaSO_4 liegen demnach im Baryt I wesentlich niedriger als im Baryt II.

Sr zeigt demgegenüber ein gegenläufiges Verhalten. Der Schwankungsbereich der SrSO_4 -Werte liegt hier beim Baryt I innerhalb $0,75$ und $2,7\%$ (Durchschnitt $1,4\%$) und beim Baryt II zwischen $\ll 0,01$ und $1,8\%$ (Durchschnitt $0,8\%$). Analog den Baryten der *fba*-Formation verhalten sich auch hier Sr und Ca generationsabhängig, und

zwar zeigt der ältere *eba*-Baryt höhere SrSO_4 -Gehalte und niedrige CaSO_4 -Gehalte, dagegen der jüngere *eba*-Baryt niedrigere SrSO_4 -Werte und entsprechend höhere CaSO_4 -Werte. In Übereinstimmung mit TISCHENDORF (1955) können die SrSO_4 - und CaSO_4 -Gehalte als im Baryt isomorph eingebaute Sulfate angesehen werden. Dabei ist die Möglichkeit vorhanden, daß entweder eine direkte Isomorphie des Ca ($r = 1,06$ AE) mit dem Ba ($r = 1,42$ AE) besteht oder nur Sr ($r = 1,27$ AE) das Ba vertritt und Ca erst in einer sekundären Diadochie das Sr ersetzt. Auf Grund der sehr verschiedenen Ionenradien von Ba und Ca ist der letzteren Möglichkeit der Vorzug zu geben.

Pb zeigt in seinen Durchschnittsgehalten von 0,020 % im *eba*-Baryt I und 0,021 % im *eba*-Baryt II keinerlei Abhängigkeiten bezüglich der beiden Barytgenerationen.

Fe und **Mn** lassen in ihren Konzentrationen ein gewisses gegenläufiges Verhalten erkennen, und zwar sind im Baryt I die Fe-Werte relativ hoch (Durchschnitt 0,3 %) und die Mn-Werte niedrig (Durchschnitt 0,05 %), während beim *eba*-Baryt II etwas niedrigere Fe-Gehalte (Durchschnitt 0,2 %) und entsprechend höhere Mn-Werte (Durchschnitt 0,13 %) vorliegen. Ein gewisser Anteil der Fe- und Mn-Gehalte ist auf Beimischung von oxydischen Fe- bzw. Mn-Mineralien zurückzuführen. Das für die *eba*-Formation charakteristische Auftreten von Eisen- und Manganmineralien konnte z. T. erzmikroskopisch bestätigt werden.

Flußspat (CaF_2)

Innerhalb der *eba*-Formation tritt der Flußspat gegenüber dem Hornstein und dem Baryt wesentlich zurück. Genetisch ist er wahrscheinlich dem Baryt zuzuordnen, gegenüber dem er annähernd gleichalt evtl. etwas jünger zu sein scheint. Analog der zunehmenden Ca-Anreicherung innerhalb der Barytabscheidung war die zusätzliche Abscheidung von CaF_2 am Ende derselben gewährleistet. In der Kristalltracht herrscht die Würfelform vor. Die Färbung ist allgemein schwarzviolett bis blau. Gegenüber dem Baryt, bei dem die Färbung durch Fremdmineraleinschlüsse (Fe-Oxyde) hervorgerufen wurde, ist die Ursache der Blaufärbung bei dem Flußspat scheinbar auf radioaktive Einwirkungen (vagabundierende Emanation!) zurückzuführen. Die paragenetisch mit auftretende Uranpechblende I macht diese Annahme sehr wahrscheinlich.

Chlorit

Diese Glimmerart ist als hydrothermale Bildung sporadisch auf den Erzgängen anzutreffen. Er tritt häufig in feinen, schuppenförmigen Idioblasten innerhalb der *kb*-Formation auf. Da Chlorit jedoch stets jünger als Bleiglanz I erscheint, ordnete ihn bereits OELSNER (1930) mit zur Roteisenabscheidung. Seine häufige Verwachsung mit Hämatit I läßt die Zuordnung zur *eba*-Formation gerechtfertigt erscheinen.

Erzminerale

Roteisen-Hämatit (Fe_2O_3)

Die Eisenoxyde zeichnen sich in der *eba*-Formation Freibergs durch ihre große extensive Verbreitung aus, der eine geringere intensive Anreicherung gegenübersteht.

Vorzugsweise ist das Roteisen in kleinsten kolloidalen Aggregaten feindispers im Hornstein (Eisenkiesel) bzw. Baryt verteilt, welche sich oftmals auch zu größeren flockenartigen Gebilden zusammenballen können. Besonders charakteristisch sind innerhalb der Gangart auftretende geschlossene, lagenförmige Säume ohne eigentliche scharfe Flächenentwicklung, die wahrscheinlich durch ein weiteres Verdichten der Fe_2O_3 -Partikelchen entstanden sind. Manchmal entwickeln sich daraus glaskopfartige Ausbildungsformen (Bild 78). All diese Erscheinungen deuten darauf hin, daß es sich bei den Absätzen der *eba*-Formation primär hauptsächlich um Kolloidallösungen und Gelausscheidungen gehandelt hat, welche erst nachträglich rekristallisierten. Mikroskopisch ist keine räumliche Beeinflussung der rekristallisierten Quarzindividuen des Hornsteins durch die Roteisenbildungen wahrzunehmen, die Korngrenzen des Quarzes laufen durch die Fe_2O_3 -Dispersionen hindurch. Hornstein und Roteisen werden demnach gemeinsam als Gel zur Abscheidung gekommen sein.

Bild 78 Vergr. 128 : 1
Revier Brand, Neue hohe
Birke Sth., 6. Gez.-Str.

Glaskopfstrukturen des Roteisens (grauweiß) durch Rotspat korrodiert. Der Rotspat ist durch seine hellere graue Färbung (infolge feindisperser Fe_2O_3 -Einschlüsse) gut von den jüngeren, durchtrümmerten Karbonspaten (dunkleres Grau) zu unterscheiden



Bild 79 Vergr. 50 : 1
Revier Brand, Leander Sth.,
5. Gez.-Str.

Kristallisierte Hämatitschüppchen mit Hornstein I und jüngeren Karbonspat werden verdrängt von Tetraedrit II (grauweiß) der *eb*-Formation. Dieser führt kleine Einschlüsse von Bleiglanz (reinweiß) und Pyrit (weiß, Relief)



Bei der anschließend einsetzenden, z. T. sehr intensiven Verdrängung durch die Karbonate der jüngeren „edlen Braunspatformation“ (*eb*) wurden die feinen Fe_2O_3 -Dispersionen von den Karbonspäten z. T. übernommen, wobei wahrscheinlich eine verstärkte Rekristallisation zu feinschuppigem Eisenglanz erfolgte. Der Karbonspat nimmt dann ebenfalls in der Varietät des sogenannten „Rotspats“ eine sehr starke Rotfärbung an. Als Rotspat können sämtliche Karbonspäte, d. h. sowohl der Siderit als auch der Braunspat und Kalkspat, der *eb*-Formation auftreten. Die rekristallisierten, meist sehr dünnblättrigen Hämatitschüppchen sind vorwiegend nach (0001) entwickelt. Oft bilden die im Querschnitt nadlig erscheinenden Kriställchen eng verfilzte Aggregate, die dann ihrerseits wieder häufig von jüngeren Erzmineralien der *eb*-Formation verdrängt werden können (Bild 79).

Neben diesem primär abgeschiedenen Roteisen bzw. Hämatit I ist noch ein jüngerer Hämatit II zu erwähnen, welcher während der Verdrängung besonders der kiesigen Paragenese der *kb*-Formation durch die Karbonspäte der *eb*-Formation sekundär durch Oxydation der Fe-Sulfide entstanden ist.

Magnetit (Fe_3O_4)

Als seltene Erscheinung auf den Freiburger Erzgängen beobachtete OELSNER (1930) Magnetit in Paragenese mit Hämatit und Pyrit. Die winzigen, nur mikroskopisch wahrnehmbaren Körnchen haben meist rundliche Formen und zeigen ganz schwach ausgeprägte Kristalle. Genetisch wird es sich dabei wahrscheinlich um lokale Umbildungserscheinungen aus dem Hämatit I handeln, die vermutlich bei gleichbleibender Temperatur unter stärker reduzierenden Bedingungen entstanden sind.

Psilomelan i. w. S.

Entsprechend den Eisenoxyden, ist auch mit dem Auftreten von Manganoxyden innerhalb der *eba*-Formation zu rechnen. MÜLLER (1901) beschreibt das Vorkommen von Psilomelan und Polianit zusammen mit Roteisen und Hornstein. Scheinbar wird es sich hier um mehrere Manganmineralien, insbesondere um Psilomelan i. e. S., Polianit, Pyrolusit, Manganit, evtl. noch Hausmannit und Braunit handeln, die lediglich von MÜLLER unter dem Sammelbegriff des „Psilomelans“ zusammengefaßt wurden. Vom Verfasser konnten bisher keine neuen Manganvorkommen beobachtet werden. Lediglich der schwarze Hornstein I läßt auf feindispers verteilte Manganmineralien schließen, welche die schwarze Färbung mit verursacht haben dürften. Mikroskopisch konnten diese feinsten Partikelchen nicht näher bestimmt werden. Die spektralanalytische Untersuchung von zwei Hornsteinproben ergab Mn-Gehalte von 0,01%. Neben den evtl. Manganvorkommen werden vor allem noch feinmylonitisierte Sulfide der *kb*-Formation, welche den Hornstein durchstäuben, die Schwarzfärbung verursacht haben.

Uranpechblende ($\text{UO}_2\text{-U}_3\text{O}_8$)

Als wirtschaftlich wichtigstes Mineral der *eba*-Formation tritt Uranpechblende im Gegensatz zu den Vorkommen von Johanngeorgenstadt und Jachi-

mov (Joachimsthal) auf den Freiburger Erzgängen nur sporadisch auf. Meist zeigt sie gelartig struierte, konzentrisch-schalig entwickelte Strukturen. Infolge Schrumpfungerscheinungen kam es dann zu den charakteristischen, radialstrahlig angeordneten Schrumpfungsrissen (Bild 80), die häufig durch Karbonspäte und Erzminerale der jüngeren *eb*-Formation ausgefüllt sein können. Neben den größeren nierigen Aggregaten kann die Pechblende auch in kleinsten Kügelchen fein verteilt im Hornstein bzw. im jüngeren Rotspat beobachtet werden.



Bild 80 Vergr. 28 : 1
Revier Brand, Christian Fl.,
6. Gez.-Str.

Uranpechblende I mit Schrumpfungsrissen, die ausgefüllt sind von jüngeren Rotspat und einigen Silbermineralien der *eb*-Formation

c) Die edle Braunspatformation (*eb*)

Eine moderne Bearbeitung dieser bekannten Freiburger „Silberformation“ fehlte bisher. Von OELSNER (1930) wurden einige Mineralien daraus etwas näher beschrieben; die Ergebnisse wurden in den folgenden Ausführungen mit verwendet.

Die neuen Teufenaufschlüsse im Revier Brand brachten für die eigentliche „*eb*-Formation“ keine wesentlich neuen Erkenntnisse, da die Gänge dieser Erzformation nach der Teufe zu vorwiegend nur noch Paragenesen der *kb*-Formation führen. Wir haben demnach hier eine deutlich ausgeprägte primäre Teufenstufe vorliegen.

Innerhalb der größeren Ausscheidungsfolge von Freiberg schließt sich die *eb*-Formation als jüngere karbonatische Mineralisationsphase an die vorwiegend SiO_2 -führende Phase der älteren *kb*- und *eba*-Formation an. Dabei wurde die Mineralführung der jüngeren *eb*-Formation teilweise durch die Paragenesen der beiden älteren Erzformationen stark beeinflusst. So konnte festgestellt werden, daß die Mineralien der *kb*-Formation in den größeren Teufenbereichen vom Revier Brand durch die Karbonate der *eb*-Formation außerordentlich stark korrodiert werden (Bild 81), um auf den oberen Gangzonen wieder als Sulfide oft in umgekehrter Reihenfolge zur Abscheidung zu gelangen (Bild 82).



Bild 81 M. 1 : 20
 Revier Brand (Abt. Himmelsfürst), Schweinskopf Fl.,
 1/2 14. Gez.-Str. †

Intensive Verdrängung der erzeichen *kb*-Paragenesen durch die Karbonspäte (weiß) der *eb*-Formation

Bild 82 M. 1 : 5
 Revier Brand (Abt. Himmelsfürst), Verborgten Fl.,
 obere Gez.-Str. →

Am rechten Salband noch Korrosionsreste von *kb*-Paragenesen, während in Trummitte bereits Karbonspäte der *eb*-Formation mit Krustenbildungen umgelagerter Sulfide und primären Silbermineralien zur Abscheidung kamen



Die Gänge der *eb*-Formation weisen demnach auf ihren unteren Teilen eine vorwiegend erzeleere karbonatische Gangfüllung auf, die sehr aggressiv die gemeinsam mit aufsitzende *kb*-Formation verdrängt, während auf den oberen Gangteilen eine sehr erzeiche, vor allem mit umgelagerten Sulfiden und primären Silbermineralien versehene „edle“ karbonatische Ausbildung die Gänge charakterisiert.

Die „edle Braunspatformation“ kann noch in zwei Einzelabfolgen untergliedert werden.

1. Abfolge der Umlagerungen (Hauptmin.: ältere Karbonspäte, Tetraedrit II, umgel. Sulfidmineralien)
2. Ag-reiche Abfolge (Hauptmin.: jüngere Karbonspäte, Silbersulfantimonide, Silberglanz I, ged. Silber I).

Die beiden Abfolgen sind durch deutlich ausgeprägte tektonische Öffnungsbewegungen voneinander getrennt.

*Gangarten**Karbonspäte*

Die Karbonate sind das charakteristischste und genetisch bedeutendste Merkmal der *eb*-Formation. Der Braunspat wurde als wichtigster Karbonspatvertreter für die gesamte „Erzformation“ namengebend.

Ausgehend von den äußeren Kennzeichen (Kristalltracht und Farbe) und der z. T. schon makroskopisch erkennbaren Altersfolge, konnten durch ergänzende mikroskopische und vor allem chemische Untersuchungen vier primär gebildete Karbonspäte unterschieden werden (Reihenfolge = relative Altersfolge):

Siderit I
Manganspat
Braunspat I
Kalkspat I

Als jüngstes Karbonat innerhalb der *eb*-Formation tritt sporadisch noch ein Siderit II auf, der infolge seiner genetischen Stellung als umgelagerte Sekundärbildung angesehen werden kann.

Siderit I (FeCO₃)

Der Siderit ist von den bisher bekannt gewordenen Karbonspäten der älteste. Er tritt meist derb, in grob- bis feinkörnigen Aggregaten auf. Im frischen Bruch zeigt er erbsengelbe bis gelblichbraune Färbung, die im Laufe der Zeit durch Brauneisenbildung an der Oberfläche eine bräunliche bis schwarzbraune Tönung annehmen kann. Kommt es manchmal auf kleinen Drusen zur Kristallausbil-



Bild 83

Vergr. 28 : 1

Revier Brand (Abt. Himmelsfürst), Lade des Bundes Fl.,
15. Gez. Str.

Siderit I (grau, Relief) mit umgelagerter Zinkblende III
(weiß) wird z. T. orientiert verdrängt von jüngerem
Braunspat (dunkelgrau)

dung nach $(10\bar{1}1)$, so herrschen linsenförmig bzw. sattelförmig gekrümmte Bildungen vor.

Mengenmäßig tritt der Siderit gegenüber den „Braunspäten“ zurück. Als Erstabscheidung der *eb*-Formation ist er z. T. noch auf den Gängen der *kb*- bzw. innerhalb der *eba*-Formation anzutreffen. Auf den eigentlichen „*eb*-Gängen“ ist er vorwiegend nur an den beiden Salbändern zu finden. Durch die jüngeren Karbonspäte wird er meist stark korrodiert (Bild 83).

Manganspat (MnCO_3)

Der Manganspat tritt als zweitältestes Karbonat meist in Begleitung von umgelagerten Sulfiden und Tetraedrit II auf. Hauptsächlich kommt er, ähnlich dem älteren Siderit, in derben, fein- bis grobkristallinen Aggregaten vor. Die zunächst im frischen Bruch zartrosarote Färbung dunkelt im Laufe der Zeit nach und geht allmählich in eine stark bräunliche Farbe über. Die manchmal auf Drusen anzutreffenden Kristalle zeigen vorwiegend das Grundrhomboeder $(10\bar{1}1)$, wobei die einzelnen Flächen oft linsen- oder sattelförmig gekrümmt sind. SCHNEIDER (1953) konnte an einigen Kristallen Zwillingslamellierungen nach $(01\bar{1}2)$ feststellen.

Im Auflicht hat der Manganspat gegenüber dem Braunspat I ein höheres Reflexionsvermögen und eine gleiche oder etwas geringere Härte. Sowohl der Siderit I als auch der Manganspat lassen z. T. linsenförmige Einzelkristalle bzw. auch verzahnte Aggregate ohne eigene kristallographische Begrenzung erkennen. Bei dem häufig gemeinsamen Auftreten von Manganspat und Braunspat I erweist sich der Manganspat immer als das ältere Mineral. Oftmals sind beide auf der Gangspalte durch ein Zwischensalband getrennt, was auf einen tektonischen Akt zwischen beiden Mineralausscheidungen schließen läßt.

Braunspat I i. w. S. $(\text{Ca}(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Mg})(\text{CO}_3)_2)$

Der Braunspat I umfaßt, wie die chemischen Untersuchungen noch zeigen werden, alle Karbonspäte aus der Mischungsreihe zwischen dem Dolomit $(\text{Ca}, \text{Mg}(\text{CO}_3)_2)$ und dem Ankerit $(\text{Ca}, \text{Fe}(\text{CO}_3)_2)$. Sie zeigen alle auf den Gängen der *eb*-Formation ein gemeinsames und einheitliches Auftreten, was daher die Beibehaltung der alten Bergmannsbezeichnung „Braunspat“ für den Freiburger Lagerstättenbezirk als gerechtfertigt erscheinen läßt, obwohl hier Braunspat im weitesten Sinne zu verstehen ist.

Allgemein verstanden die Alten unter Braunspat einen Karbonspat, „der etwas perlmutterartig glänzt, meist trüb ist und in der Härte und dem spezifischen Gewicht die Kalkspäte etwas übersteigt“. Die meist braune Farbe gab ihm seinen Namen.

Von allen Karbonspäten ist Braunspat I der Hauptvertreter und damit die Hauptgangart der *eb*-Formation. Tritt er auf den oberen Gezeugstrecken in der Hauptsache als Träger der z. T. umgelagerten, silberreichen Sulfide und der anderen Silberminerale auf, so zeigt er sich in größeren Teufen beim Übergang in die *kb*-Formation, die er meist sehr stark korrodiert, vorwiegend als erzleer.

Besonders auffällig ist seine starke Korrosionswirkung gegenüber dem älteren Quarz I und den *eba*-Hornsteinen. Diese Erscheinung erklärt sich aus der relativ leichten Löslichkeit von SiO_2 in bikarbonathaltigen Lösungen.

Der Braunspat tritt sowohl in derben, „zuckerkörnigen“ als auch in mittel- bis grobkristallinen Aggregaten auf. Die häufigste Form ist auch hier das Spaltrhomboeder (1011). Die oftmals sattelförmig gekrümmten Kristalle setzen sich teilweise aus vielen kleinen rhomboedrigen Subindividuen zusammen. Einige Braunspatrhomboeder zeigen auch zonares Wachstum, dessen Ursache wahrscheinlich in der Mischkristallbildung (wechselnde Ausscheidungsbedingungen!) zu suchen ist. Die Farbe schwankt zwischen gelblichweiß und lichtbraun, welche bei längerem Einwirken der Luftoxydation in Dunkelbraun umschlagen kann.

BREITHAUPT (1849) bezeichnete den deutlich primär-rhomboedrisch spaltbaren Braunspat als „*Perlspat*“ oder auch „*kryptischen Karbonspat*“. Gegenüber allen anderen sogenannten „Braunspäten“ besitzt er die geringste Härte und das niedrigste spezifische Gewicht (2,795 bis 2,838). Betreffs seines Alters stellt BREITHAUPT ihn zwischen den Manganspat und den Baryt und Flußspat der „*fba*-Formation“. Andererseits sind jedoch an einigen Stufen der Freiburger Bergreviersammlung Pseudomorphosen von Braunspat nach Baryt zu erkennen. Bei letzterem wird es sich dann höchstwahrscheinlich um Baryt der *eba*-Formation handeln.



Bild 84

Vergr. 1 : 3

Revier Brand (Abt. Himmelsfürst), Verborgen Fl., obere Gez.-Str.
Brecciöse Sulfide der *kb*-Formation (schwarz) werden von Manganspat (hellgrau) und Braunspat I (weiß) verkittet und z. T. verdrängt

Erzmikroskopisch läßt sich Braunspat I vom Siderit durch sein geringeres Reflexionsvermögen einwandfrei unterscheiden. Gemeinsam mit dem Manganspat verkittet und korrodiert er die z. T. brecciös in ihm vorliegenden Mineralien (Erzminerale und Gangarten) der älteren *kb*- und *eba*-Formation (Bild 84). Dabei lassen beide Karbonspäte eine starke Neigung zur Idiomorphie erkennen. Bevorzugt ging die Verdrängung der älteren Sulfidminerale von jüngeren Trümmern aus, die sich dann durch die Korrosion immer weiter verbreiteten. Die wahrscheinlich mit dem ersten Auftreten der karbonatischen Lösungen in ursächlichem

Zusammenhang stehenden streifigen Markasitpseudomorphosen nach Magnetkies sind fast immer mit Braunspat infiltriert (Bild 61). Weiterhin treten an den Grenzen Pyrit-Karbonspat sehr häufig Markasitumwandlungen in Erscheinung (Bild 59).

Die Verdrängung der kiesigen *kb*-Paragenesen und der *eba*-Formation durch die Karbonate geben häufig Anlaß zur Rotspatbildung. Der *Rotspat* ist an sich ein normaler Braunspat, der durch feindisperse Fe_2O_3 -Einlagerungen (in Form von Hämatitschüppchen oder gelförmigen Fe_2O_3 -Aggregaten) mehr oder weniger intensiv rot gefärbt ist. Die durchschnittlichen Gehalte liegen bei 2,83% Fe_2O_3 (Schwankungsbereich 0,28 bis 8,90%). Betreffs der Fe_2O_3 -Herkunft können für den Freiburger Lagerstättenbezirk zwei Möglichkeiten angenommen werden:

1. Der für die Hämatitbildung notwendige Fe_2O_3 -Gehalt stammt aus dem korrodierten und umgewandelten Pyrit und Markasit der *kb*-Formation (OELSNER 1930).
2. Die Roteisenbildungen der *eba*-Formation werden bei der Verdrängung vom Braunspat teils unverändert, teils rekristallisiert übernommen.

Kalkspat (CaCO_3)

Kalkspat I ist innerhalb der *eb*-Formation der jüngste Karbonspat und daher oftmals Träger der jüngsten Silberminerale, besonders von Silberglanz I und ged. Silber I. Als letzte, erzeleere Bildung ist er auf fast allen Gängen der *eb*-Formation verbreitet. Dabei spielt er als Drusenmineral eine bevorzugte Rolle.

Die vorherrschende Kristallform ist das flache Rhomboeder (0112) in Kombination mit dem Prisma erster Stellung (1010). KALB (1928) bezeichnete diese Kristallform als speziellen „Freiberger Typ“ und sieht in ihr eine ausgesprochen niedrigthermale Bildung. SCHNEIDER (1953) erwähnt vom Vertrau auf Gott Fl. auch skalenoedrische Formen, welche mit flachen Rhomboedern kombiniert sind. Von allen Freiburger Karbonspäten zeigt der Kalzit den größten Formenreichtum. Häufig vereinigen sich die Rhomboeder zu Viellingen und geben so zu mannigfaltigen Sonderbildungen Anlaß (Harmonikaspat, Papierspat, nadel- und büschelförmig zusammengesetzte Kalzite u. a.).

Sämtliche Kalkspäte zeigen durchweg eine ausgezeichnete Spaltbarkeit nach (1011). Die Farbe ist vorwiegend reinweiß, doch können auch hier durch Einschlüsse von feindispersen Fe_2O_3 Rotfärbungen auftreten.

Im Auflicht unterscheidet sich der Kalkspat von allen anderen Karbonspäten durch sein niedrigeres Reflexionsvermögen und durch eine deutlich ausgeprägte Zwillingslamellierung.

Siderit II

Dieser z. T. willkürlich in Krusten und auf jüngeren Trümmern innerhalb der obigen Karbonspäte auftretende Siderit ist wahrscheinlich als umgelagert anzusehen. Vor allem sein bevorzugtes Auftreten auf Drusen scheint diese Ansicht zu bestätigen. Bei den aufgewachsenen, meist erbsengelb gefärbten Sideritkristallen

handelt es sich ebenfalls um Rhomboederformen, deren Flächen meist linsenförmig bzw. sattelförmig gekrümmt sind. Seine Altersstellung ist nicht völlig eindeutig ausgeprägt; allgemein scheint er eines der jüngsten abgeschiedenen Karbonate zu sein.

Chemische Zusammensetzung der Karbonspäte

Von den Karbonspäten der *eb*-Formation wurden 54 in ihrer Altersstellung genau definierte Proben chemisch auf Fe, Mn, Mg und Ca untersucht und zusätzlich noch insgesamt 137 Proben (einschließlich der 54 Proben) spektralanalytisch auf Ba, Sr und Pb geprüft.

Um möglichst homogenes Analysenmaterial zu erhalten, wurden die Proben unter dem Binokular ausgelesen. Der bei einigen Proben trotzdem vorhandene Löserückstand ist auf SiO_2 -Verunreinigungen zurückgeführt worden. Die auf die jeweilige Karbonatverbindung umgerechneten Gewichtsprozent wurden zwecks besserer Vergleichsmöglichkeit weiterhin auf Molprozent umgerechnet, wobei der Löserückstand entsprechend auf die einzelnen Karbonatanteile verteilt wurde.

Die Auswertung der Analyseergebnisse ergab eine deutliche Abhängigkeit des Chemismus von der Altersstellung der Karbonspäte und damit von ihrer Entstehungstemperatur (Bild 85).

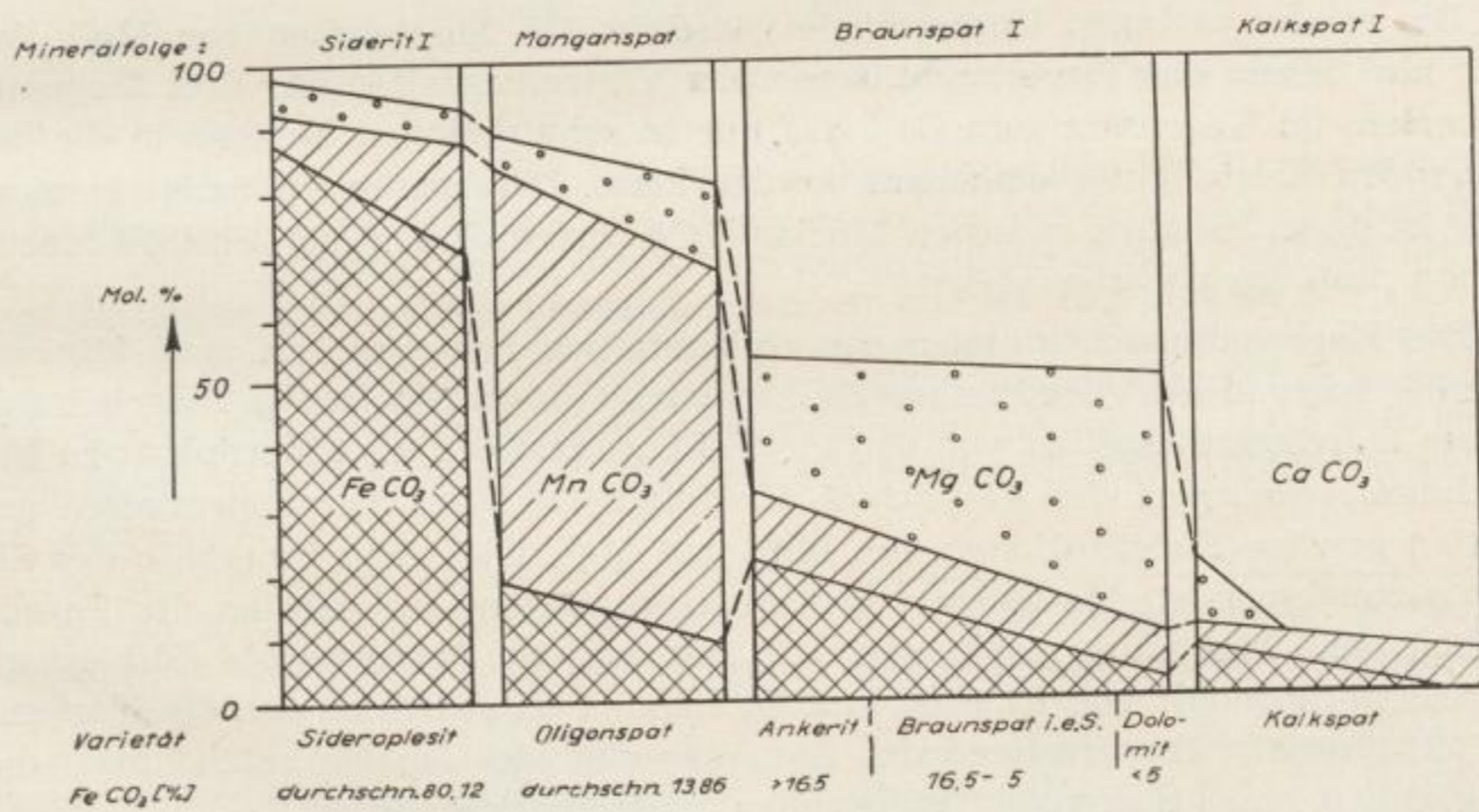


Bild 85. Die chemische Zusammensetzung der Karbonspäte aus der *eb*-Formation

Abgesehen von den Spurenelementen, sind im wesentlichen am Aufbau der Freiburger Karbonspäte die Metalle Fe^{2+} , Mn^{2+} , Mg^{2+} und Ca^{2+} beteiligt. Wie die Analyseergebnisse zeigen, liegen jedoch kaum die reinen „Endglieder“ der einzelnen Karbonate vor, sondern es kamen auf Grund der weitgehend vorhandenen Isomorphiebeziehungen sogenannte „Mischglieder“ zur Ausbildung.

Diese Vermutung ließen bereits die von SCHNEIDER (1953) an einigen Freiburger Karbonspäten durchgeführten Bestimmungen der Dichte und der Gitterkonstanten aufkommen (Tab. 5).

27. 10. 1953
 100000
 100000

Tabelle 5. Dichtewerte und Gitterkonstanten einiger Freiburger Karbonspäte

	Dichte		Gitterkonstante	
	rein	gemessen	rein	gemessen
Siderit	3,9	3,92	6,02	6,01—6,10
Manganspat	3,7	3,47	6,01	6,08—6,10
Braunspat: Ankerit	3,1	} 2,92—3,17	6,18	} 6,12—6,29
Dolomit	2,87		6,18	
Kalkspat	2,72	2,73—2,85	6,41	6,39—6,41

Es zeigt sich hierbei, daß die gemessenen Werte z. T. nicht mit den Werten der reinen „Endglieder“ übereinstimmen, sondern daß wir es vorwiegend mit Mischkristallen zu tun haben.

Die auftretenden Gesetzmäßigkeiten in der Zusammensetzung von Siderit I, Manganspat, Braunspat I und Kalkspat I beruhen auf verschiedenen günstigen Isomorphiebeziehungen zwischen den reinen „Endgliedern“ (allgemein RCO_3):

	Magnesit	Siderit	Manganspat	Kalkspat
R =	Mg ⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn ⁺⁺	Ca ⁺⁺
Ionenradius =	0,78 AE	0,83 AE	0,91 AE	1,08 AE
	5		8	17

Die relativ geringen Unterschiede zwischen den Ionenradien von Mg⁺⁺, Fe⁺⁺ und Mn⁺⁺ lassen eine bevorzugte isomorphe Vertretbarkeit dieser drei Elemente erwarten, im Gegensatz zum Ca⁺⁺, das nur in sehr geringen Mengen in die betreffenden Kristallgitter eingebaut werden kann. Eine gewisse günstige Isomorphie ist dabei lediglich zwischen Mn⁺⁺ und Ca⁺⁺ anzunehmen, da sich ihre Ionenradien noch am nächsten stehen.

Die Karbonatausscheidungen der *eb*-Formation beginnen mit zwei Mineralien der trigonal-skalenoedrischen Kalkspatreihe (allgemein RCO_3). *Siderit* I, mit einem Durchschnittsgehalt von 80,12% FeCO_3 eigentlich als Sideroplesit zu bezeichnen, verkörpert das Fe-reichste Karbonat. Die ähnlichen Ionenradien gestatten gewisse Substitutionen von Mn⁺⁺ und Mg⁺⁺. Die schon innerhalb des Siderits zunehmenden Mn-Gehalte erreichen vorwiegend auf Kosten des Fe allmählich ein Maximum; es kommt zur Bildung des *Manganspats*. Mit einem Durchschnittsgehalt von 64,90% MnCO_3 handelt es sich hier um die Varietät des *Oligonspats*. Entsprechend der Zunahme des Mn-Gehaltes, steigt auch die Möglichkeit einer begrenzten isomorphen Vertretbarkeit durch Ca⁺⁺.

Unter dem Begriff *Braunspat* I treten im Verlauf der abnehmenden Bildungstemperaturen Mineralien der trigonal-rhomboedrischen Dolomitreihe (allgemein $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn})(\text{CO}_3)_2$) auf, die gegenüber den beiden Karbonspäten der skalenoedrischen Kalkspatreihe eine niedrigere Kristallsymmetrie besitzen.

Entsprechend der Einteilung von SCHOKLITSCH (1935) und MEIXNER (1953), konnte der Braunspat I i. w. S. noch in folgende Varietäten unterschieden werden:

$\text{Ca}^{50}(\text{Mg}^{40-x}, \text{Fe}^x, \text{Mn}^{10})(\text{CO}_3)_2$	$x = \text{Mol. } \%$
Dolomit	$x = 0-5$
Braunspat i. e. S.	$x = 5-16,5$
Ankerit	$x = 16,5-40$

Charakteristisch für die Varietäten von Braunspat I sind die fast konstanten Ca-Gehalte (Schwankungsbereich zwischen 45 und 50 % CaCO_3), d. h. der Ca-Anteil = (Mg + Mn + Fe)-Anteil. Der Konstanz des Ca entspricht diejenige des Mn. Im Verlauf der Ausscheidung nimmt der Mg-Anteil auf Kosten des Fe zu. Der alleinige Wechsel im Verhältnis Mg : Fe erklärt sich aus dem relativ geringen Unterschied beider Ionenradien. Der niedrige „Energievorrat“ der kühler werdenden Thermallösungen ermöglichte nur noch die Isomorphie der beiden Ionen mit den geringsten Größenunterschieden.

In den letzten Ausscheidungen der *eb*-Formation erreicht das Ca in Form von *Kalkspat* I sein Maximum. Die Substitutionsfähigkeit der anderen Elemente ist weitgehend eingeschränkt. Lediglich etwas Mn (im Durchschnitt 4,23 % MnCO_3) ist im *Kalkspat*gitter eingebaut, während Fe wahrscheinlich in sekundärer Diadochie einen Anteil des Mn ersetzt bzw. evtl. als Verunreinigung angesehen werden kann.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß die vier Hauptelemente der Karbonspäte annähernd ihre Maxima entsprechend der Reihenfolge ihrer Gitterenergien ausbilden:

Siderit I	Fe ⁺⁺	543 EK ⁹
Manganspat	Mn ⁺⁺	512 EK
Braunspat I	Mg ⁺⁺	538 EK (niedrigere Symmetrie!)
Kalkspat	Ca ⁺⁺	448 EK

Außer den obigen Hauptelementen wurden noch die Spurenelemente Ba, Sr und Pb ausgewertet (Bild 86).

Ba und Sr: Während im Verlauf der Karbonatabscheidung bei den BaCO_3 -Gehalten schon eine gewisse Zunahme zu verzeichnen ist, zeigen die SrCO_3 -Werte einen noch deutlicheren Anstieg. Der daraus erkennbare annähernd parallele Verlauf mit Ca ($r = 1,08$ AE) ergibt sich aus den Ionenradien von Sr ($r = 1,27$ AE) und Ba ($r = 1,42$ AE). Da sich die Radien von Ca und Sr relativ nahe stehen, ist eine direkte Isomorphie zwischen beiden Elementen möglich. Dagegen ist der Unterschied zwischen Ba-Radius und Ca-Radius beträchtlich, deshalb wird eine direkte Isomorphie mit Ca wohl kaum anzunehmen sein. Wahrscheinlich liegt hier wieder eine sekundäre Diadochie des Ba mit dem Sr vor.

Für die 16 untersuchten Proben des vermutlich zum größten Teil umgelagerten, jüngeren Siderit II sind stark schwankende Ba-Gehalte charakteristisch.

Pb: Die nur gering schwankenden Durchschnittsgehalte an Pb bei den einzelnen Karbonspäten (0,02 bis 0,07 % PbCO_3) lassen auf einen gewissen gleichmäßigen isomorphen Einbau von PbCO_3 schließen.

Elemente der „Seltenen Erden“, besonders La, konnten nur in einigen untersuchten Proben in geringen Spuren nachgewiesen werden.

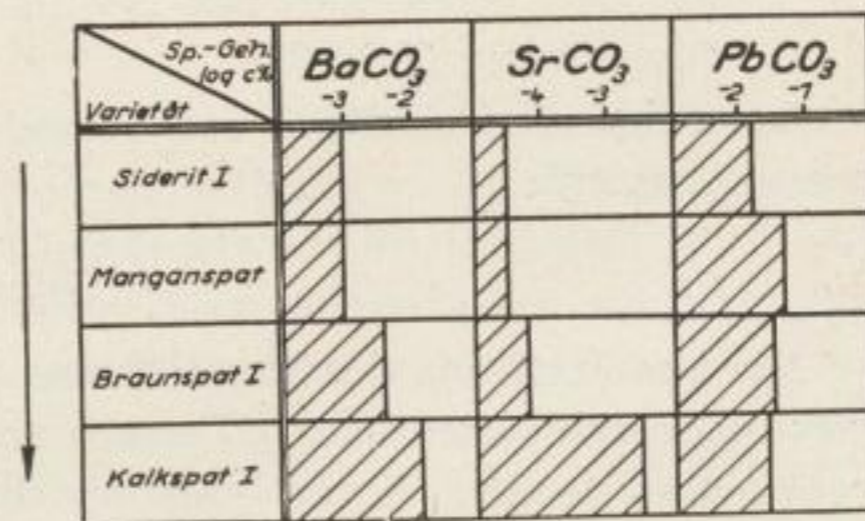


Bild 86. Minerogenetisches Spurendiagramm der Karbonspäte aus der *eb*-Formation

⁹ Der EK (Energiekoeffizient nach A. E. FERSMAN) ist der Energieanteil, der von jedem Ion bei der Entstehung einer heteropolaren Verbindung aus Ionen, die im Unendlichen gedacht werden müssen, beigesteuert wird (zitiert aus SAUKOW, 1953). Die EK-Werte sind hier in das kalorische Maßsystem umgerechnet.

Lumineszenzerscheinungen

Die Karbonspäte der *eb*-Formation wurden im UV-Licht (Quecksilberdampflampe mit Woodschem Filter) auf eine evtl. vorhandene Lumineszenz hin untersucht. Das Ergebnis zeigt Tabelle 6.

Tabelle 6

Karbonspat	UV-Lumineszenz
Siderit I	negativ (schwarz)
Manganspat	schwach braunrot
Braunspat I	schwach braun-violett bis negativ
Rotspat	schwach violett
Kalkspat I	deutlich rötlichgelb bis orange

Allgemein sagen die Beobachtungen aus, daß die UV-Lumineszenz bei den Freiburger Karbonspäten wenig in Erscheinung tritt. Lediglich der Kalkspat I läßt deutliche Fluoreszenzfarben erkennen.

Umlagerungen

Infolge der besonders starken Wechselwirkungen zwischen den älteren *kb*-Paragenesen und den Karbonspäten der jüngeren *eb*-Formation treten innerhalb der letzteren mannigfaltige Umlagerungen aus den älteren Mineralbeständen auf. Allgemein konnten auf die älteren *kb*-Mineralien durch das Auftreten der *eb*-Formation einschließlich ihrer Durchbewegungen folgende, z. T. sich gegenseitig bedingenden Einflußmomente zur Geltung kommen:

- a) Mylonitisierung der *kb*-Paragenesen und anschließende Verkittung durch die Karbonspäte (Bild 84).
- b) Korrosion der *kb*-Formation und Hinwegführung ihres Mineralbestandes durch die karbonatischen Lösungen (Bild 81).
- c) Umlagerung und Wiederausscheidung der Sulfidmineralien in veränderter, den gegebenen *ptx*-Bedingungen entsprechender chemischer Zusammensetzung (Bild 82).

Im Folgenden sind die umgewandelten bzw. umgelagerten Mineralien kurz charakterisiert:

Markasit I

Die Umwandlung des Magnetkieses in Markasit I wurde bereits unter *Magnetkies* besprochen (siehe dort). Danach konnten bisher drei Umwandlungsvarietäten beobachtet werden, die evtl. als verschiedene Pseudomorphosierungsstadien aufzufassen sind:

1. Körniger Pyrit als Äquivalent der sogenannten „birds-eye“-Strukturen (Bild 61).
2. Streifig angeordneter, lamellarer Markasit parallel zu (0001); die z. T. sehr porösen Markasitstreifen enthalten noch geringe Reste von umgewandeltem Pyrit. Wahrscheinlich war Pyrit zur Zeit der eigentlichen Umwandlung zu-

nächst in noch größeren Mengen vorhanden gewesen und wurde dann erst nachträglich in die rhombische Modifikation umgebildet (Bild 61).

3. Kryptokristalliner Melnikowit, welcher auch oft als „Leberkies“ (Hepatopyrit) bezeichnet wird (Bild 62). Meist ist er mit dem „streifigen Markasit“ vergesellschaftet und wahrscheinlich als eine gleichzeitige bzw. etwas jüngere Gelbildung anzusehen.

Das Nebeneinanderauftreten von Markasit und Pyrit deutet auf Zustandsbedingungen, die für die Abscheidung beider Mineralien gleichermaßen günstig gewesen sein müssen. Nach den Untersuchungen von ALLEN und Mitarbeitern (1912 und 1914) können in schwach sauren bis nahezu neutralen hydrothermalen Lösungen Pyrit und Markasit gleichzeitig gebildet werden.

Spurengehalte:

Insgesamt sechs Markasitproben wurden auf Co, Ni, Bi, As, Sb, Mn, Ag, Sn, Cu, Ti, Mo, V, Tl und Ge geprüft. Aus den Ergebnissen ist folgendes ersichtlich:

Co, Ni und Bi: Die beiden Spurenelemente Co und Bi konnten nur jeweils in einer einzigen Probe in Spuren $< 0,001\%$ nachgewiesen werden, sie sind demnach als annähernd Co- und Bi-frei anzusprechen. Demgegenüber konnte Ni in allen untersuchten Markasiten festgestellt werden (Durchschnittsgehalt $0,0002\%$).

As und Sb: Die Konzentrationen von As schwanken zwischen $< 0,001\%$ und $0,01\%$ (Durchschnitt $0,004\%$). Geringe Verunreinigungen durch Arsenkies stehen hierbei im Bereich der Möglichkeit. Im Gegensatz zu As konnte Sb in keiner Markasitprobe nachgewiesen werden.

Mn, Sn und Cu liegen mit ihren Durchschnittsgehalten von $0,03\%$ Mn, $0,02\%$ Sn und $0,01\%$ Cu annähernd in der gleichen Größenordnung. Ein Teil des Mn ist evtl. auf die engverwachsene Gangart (Karbonspäte) zurückzuführen.

Ag: Obwohl in allen untersuchten Proben Ag nachgewiesen werden konnte, muß doch der streifige Markasit als Ag-arm bezeichnet werden (Durchschnittsgehalt $0,0002\%$).

Ti und Mo sind in allen Proben mit Durchschnittskonzentrationen von $0,001\%$ Ti und $0,0002\%$ Mo festgestellt worden.

V und Tl waren ebenfalls in allen Markasiten in Spuren von $0,001\%$ vorhanden. **Ge** konnte in keiner der hier untersuchten Proben nachgewiesen werden.

Bleiglanz (PbS)

Bleiglanz II kommt als erstes umgelagertes Sulfidmineral wieder zur Abscheidung und zeigt sich gegenüber allen anderen Sulfiden als ältere bzw. gleichalte Bildung (Bild 87). Die Ausscheidung überdauert jedoch diejenige aller anderen Sulfide, so daß meist eine starke Überlappung festzustellen ist. Kristallbildungen nach (100) und (111) sind selten, meist kommt er in derben, allotriomorphen Aggregaten vor. Gute Spaltbarkeit nach (100) ist auch hier wie beim Bleiglanz I der *kb*-Formation zu beobachten. Fast immer enthält der Bleiglanz II Einschlüsse von Tetraedrit II, Silbersulfantimoniden u. a. Silbermineralien, so daß sich daraus sein bekannter hoher Silbergehalt ($0,38$ bis $0,66\%$ Ag nach MÜLLER 1901) erklären läßt. Zusätzlich ist noch ein gewisser Ag-Anteil aus dem auch hier im Gitter eingebauten Schapbachit zu entnehmen, obwohl auf Grund der niedrigeren Bildungstemperatur die Einbaumöglichkeit geringer ist als beim höher temperierten Bleiglanz I.

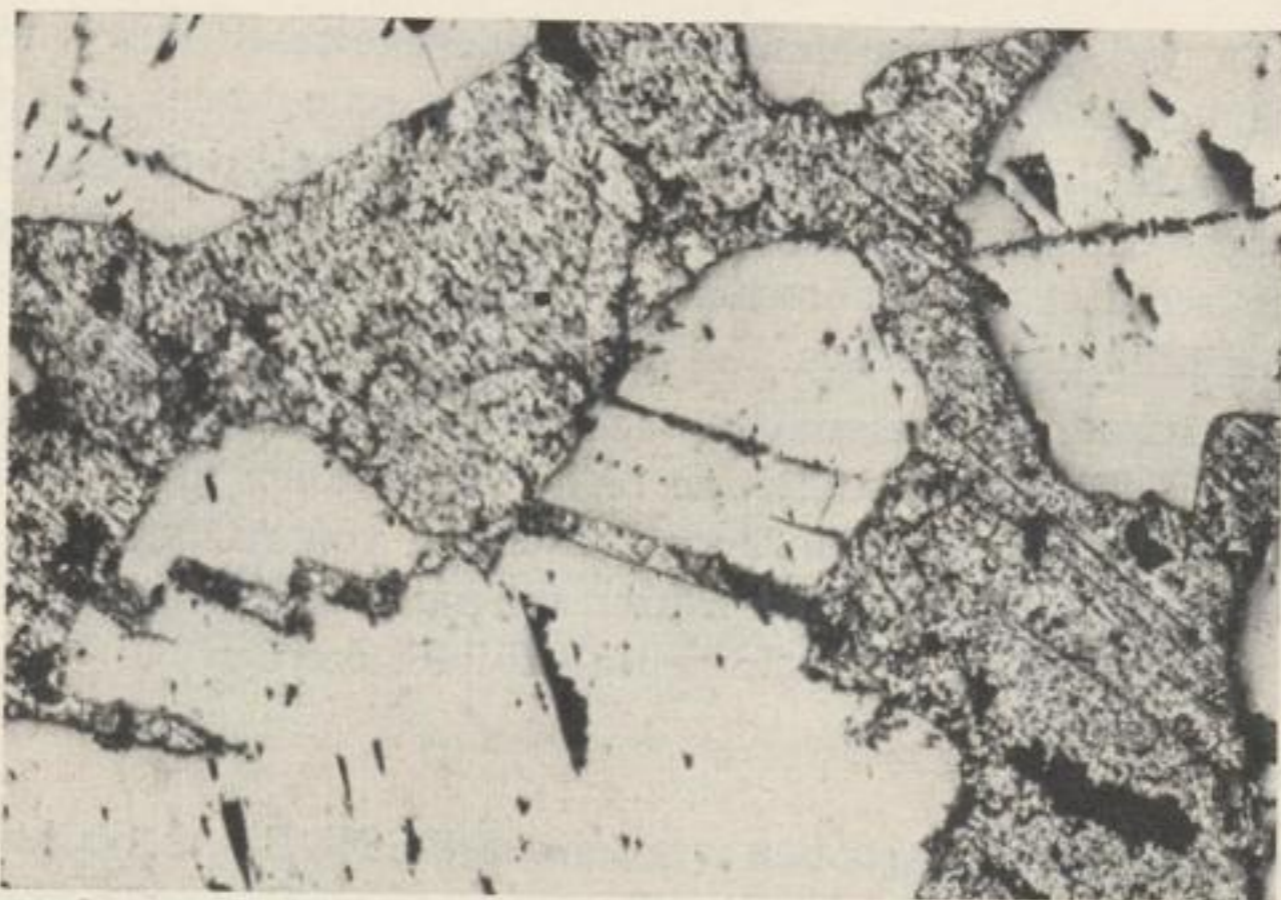


Bild 87

Vergr. 28 : 1

Revier Brand (Abt. Himmelsfürst), April Sth., 7. Gez.-Str.
Bleiglanz II wird von jüngerem Pyrit III mit Markasit durch-
trümmert. Mit Pyrit ist etwas Karbonspat (grauschwarz) ver-
wachsen

Spurengehalte:

Vom Bleiglanz II der *eb*-Formation wurden 25 Proben spektrochemisch auf Bi, Ag, Sb, As, Sn, Cu und Tl untersucht. Die Ergebnisse lassen gegenüber dem *kb*-Bleiglanz allgemein niedrigere Spurengehalte erkennen. Selbst die Ag-Gehalte sind, wenn sie nicht durch jüngere Silberminerale verursacht wurden, niedriger als diejenigen des *kb*-Bleiglanzes. Die Erklärung dafür ist in der Umlagerung des *eb*-Bleiglanzes zu suchen.

Bi: Die relativ niedrigen Bildungstemperaturen bewirkten niedrigere Bi-Gehalte von durchschnittlich $< 0,001\%$. Eine Teufenabhängigkeit analog den *kb*-Bleiglanzen konnte auf den einzelnen Gängen nicht beobachtet werden. Auch hier ist auf Grund des Fehlens von irgendwelchen Schapbachitgemischungen anzunehmen, daß die Bi-Gehalte als α -Schapbachit im Gitter des *eb*-Bleiglanzes eingebaut sind.

Ag liegt an sich in seinem Durchschnittsgehalt von $0,01\%$ ebenfalls niedriger als bei dem *kb*-Bleiglanz. Die in vielen Proben auftretenden hohen Ag-Gehalte resultieren aus jüngeren während der silberreichen Abfolge der *eb*-Formation zugeführten Silberminerale.

Sb: Der Sb-Gehalt ist annähernd von der Ag-Konzentration abhängig. Die Erklärung liegt z. T. in den recht reichlichen Einschlüssen an Tetraedrit und Silbersulfantimoniden.

As ist in fast sämtlichen Proben mit einem Durchschnittsgehalt von $0,001\%$ nachweisbar. Irgendwelche Tennantiteinschlüsse konnten jedoch im Bleiglanz nicht festgestellt werden.

Sn: Der Durchschnittsgehalt an Zinn beträgt $0,5\%$. Zinnkieseinschlüsse konnten bei einigen Proben beobachtet werden. Es muß also hier vorwiegend als Spurenmineral im Bleiglanz vorliegen.

Cu: Die Gehalte schwanken von $< 0,001$ bis 1% und sind in der Hauptsache auf Kupferkies- und Tetraedriteinschlüsse zurückzuführen.

TI: Ähnlich wie beim *kb*-Bleiglanz I waren annähernd gleichbleibende Thalliumgehalte von durchschnittlich 0,02 % festzustellen.

Kupferkies (CuFeS_2)

Kupferkies II tritt meist mit Bleiglanz II vergesellschaftet auf, den er manchmal randlich verdrängt. Betreffs seiner Altersstellung ist er daher als gleichalt bis jünger anzusehen. Außerdem kommt er noch häufig in entmischungsartigen Einschlüssen im Tetraedrit II vor.

Die umgelagerten Kupfermengen sind z. T. auch als Bornit und Kupferglanz wieder zur Ausscheidung gekommen.

Bornit (Cu_5FeS_4), Kupferglanz (Cu_2S)

Diese beiden Mineralien treten oft gemeinsam, teilweise in myrmekitischer Verwachsung, auf (Bild 88). Vor allem auf den Gängen der sogenannten „Kupfer-

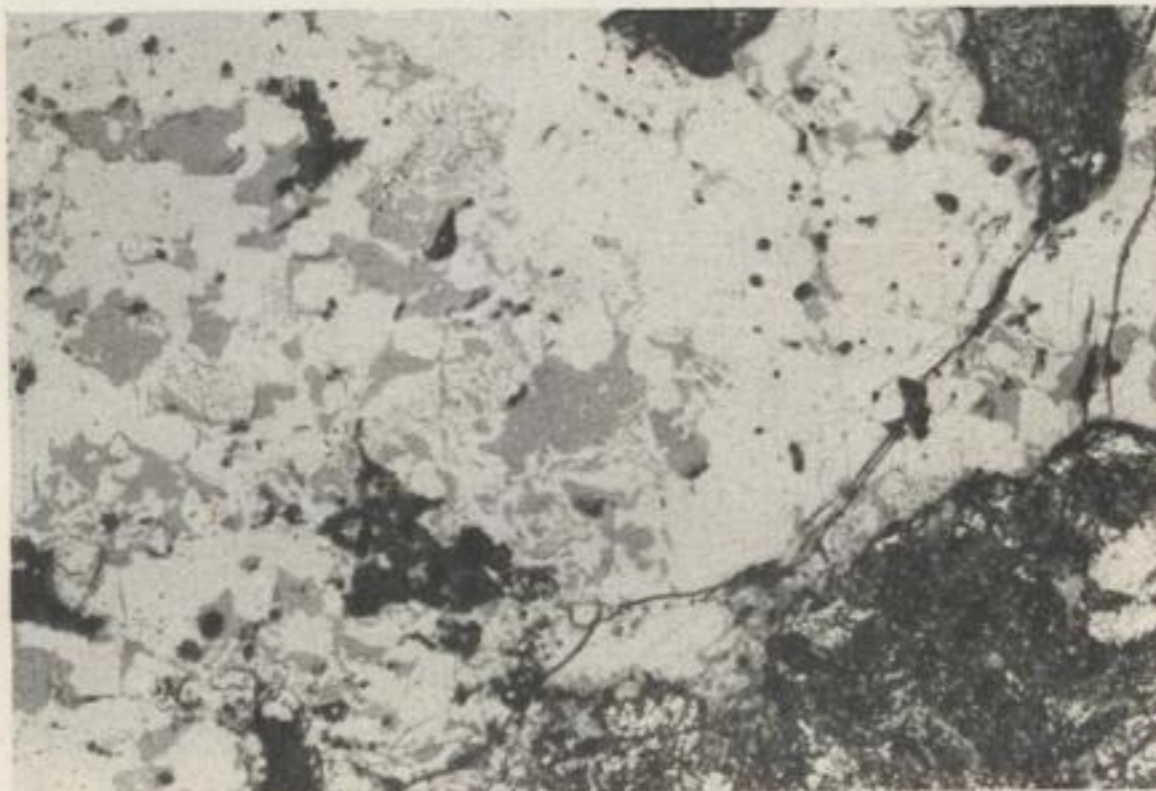


Bild 88 Vergr. 28 : 1
Revier Brand, Tobias Sp.,
1/2 14. Gez.-Str.

Myrmekitische Verwachsung von Bornit II (grau) mit Kupferglanz II (weiß). Randlich älterer Pyrit (hohes Relief)

fazies“ erfolgten durch den Einfluß der karbonatischen Lösungen erhebliche Umlagerungen der Kupferminerale (Kupferkies I und Tetraedrit I) zu dem kupferreicheren Bornit II und Kupferglanz II (aszendente Zementation!). Oftmals bildet der Bornit innerhalb des Kupferglanzes Entmischungen, die nach OELSNER (1930) meist auf den Korngrenzen desselben angeordnet sind. Auch im Tetraedrit II sind manchmal feine Borniteinschlüsse wahrnehmbar.

Von Karbonspattrümmern innerhalb des Kupferglanzes kann ebenfalls, wahrscheinlich durch eine gewisse Fe-Zufuhr, eine randliche Umwandlung in Bornit und anschließend Kupferkies erfolgen.

Der Kupferglanz II liegt sowohl in einer isotropen, wahrscheinlich ursprünglich als Neodigenit abgeschiedenen blauen Varietät (körniger Kupferglanz nach OELSNER 1930) als auch in einer deutlich anisotropen, schwach rosagrau gefärbten Varietät vor.

Spurengehalte:

Zwei Kupferglanz-II-Proben wurden positiv auf Co, Bi, As, Sb, Mn, Ag und Sn geprüft. Bemerkenswert sind dabei die relativ hohen Gehalte an Bi (0,01 bis 0,05 ‰), As (0,001 bis 0,01 ‰) und Ag ($\bar{>}$ 1 ‰). Eine gewisse Vertretbarkeit des Cu durch Ag und Mn (0,0001 bis 0,001 ‰) ist dabei als wahrscheinlich anzunehmen.

Stromeyerit ($\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{Ag}_2\text{S}$)

Als weitere Zementativbildung ist noch der seltene, bevorzugt innerhalb der „Kupferfazies“ auftretende Stromeyerit zu nennen. Fast immer ist er mit Kupferglanz, Bornit oder Tetraedrit verwachsen (Bild 89). Nach einer von OELSNER

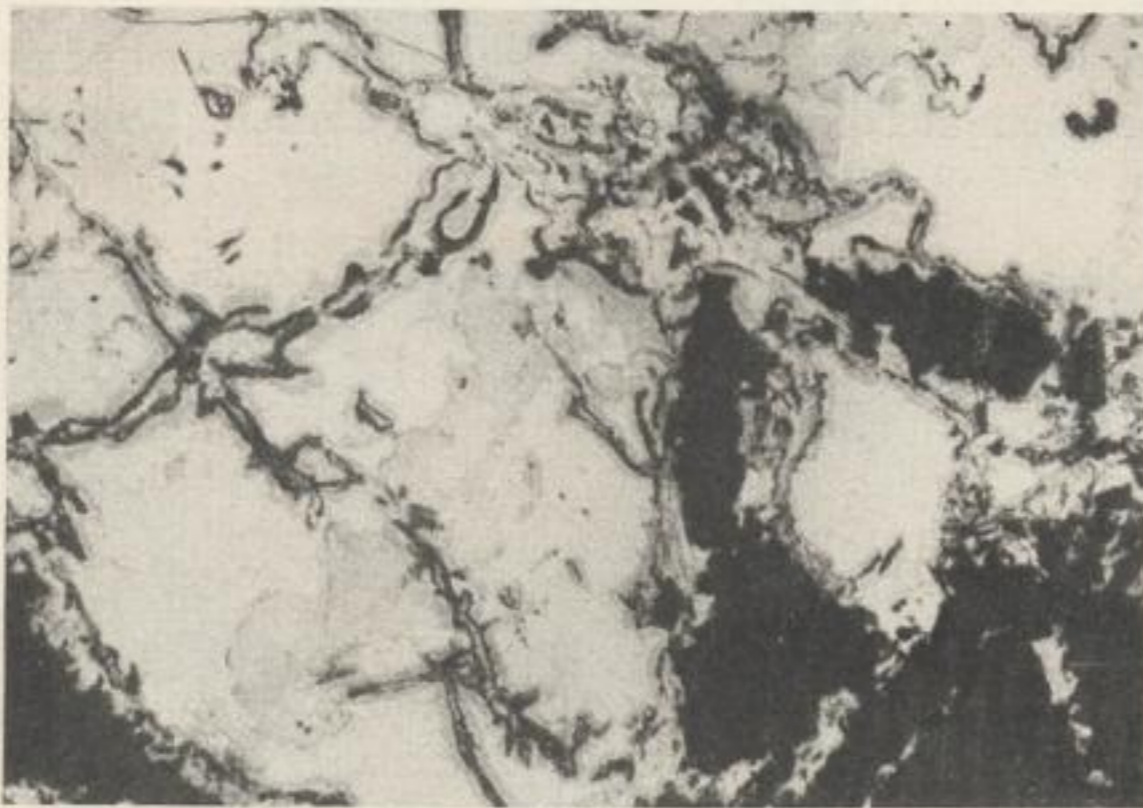


Bild 89 Vergr. 28 : 1
Revier Brand, Alte Mordgrube
Sth., 1. Gez.-Str.

Stromeyerit (hellgrau, fleckig) im Kupferglanz I (weiß). Dieser wird umhüllt und durchtrübert von Hornstein I (schwarz) mit etwas Roteisen. An den Trümrändern saumriffartige Bildungen von Bornit (grau)

(1930) durchgeführten chemischen Analyse steht das Mineral zwischen dem Jalpait ($\text{Cu}_2\text{S} \cdot 3 \text{Ag}_2\text{S}$) und dem reinen Stromeyerit ($\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{Ag}_2\text{S}$). Bei dem Silberreichtum der karbonatischen Lösungen kann ein gewisser Ag_2S -Überschuß durch-

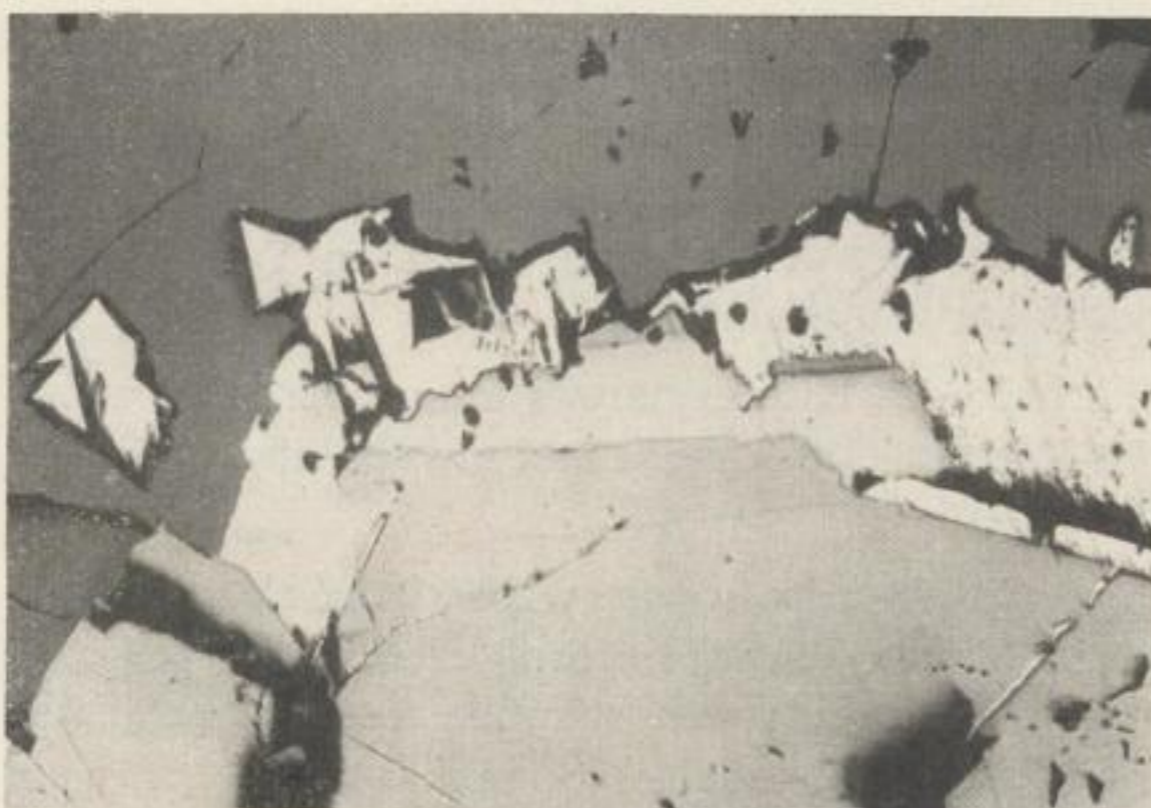


Bild 90 Vergr. 50 : 1
Abt. Himmelsfürst, Johannes
Sth., 15. Gez.-Str.

Auf älterer Zinkblende I (grau) sitzen krustenförmig umgelagerter Zinnkies II (hellgrau) und ein Gemenge von Pyrit III und Markasit (beide weiß, Relief) mit etwas Zinkblende III und Kupferkies II (weiß, ohne Relief). Alles wird von jüngerem Karbonspat umhüllt.

aus angenommen werden. Manchmal zerfällt der Stromeyerit von den Korngrenzen aus in Covellin und ged. Silber.

Zinnkies ($\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$)

Als weitere Umlagerung konnte auch Zinnkies II beobachtet werden (Bild 90). Er tritt in größeren allotriomorphen Aggregaten auf, die z. T. krustenförmig auf älteren Mineralien abgeschieden sind. Oftmals sind Zinnkies II gemeinsam mit jüngerer Zinkblende und Karbonspäten in die Hohlräume des streifigen Markasits I infiltriert. Zinnkies II muß demnach auf alle Fälle jünger als die Markasitbildung sein.

Zinkblende (ZnS)

Zinkblende III ist deutlich erkennbar jünger als die Markasitbildungen und ungefähr gleichalt bis etwas jünger als Bleiglanz II und Braunspat I (Bild 91). Auch

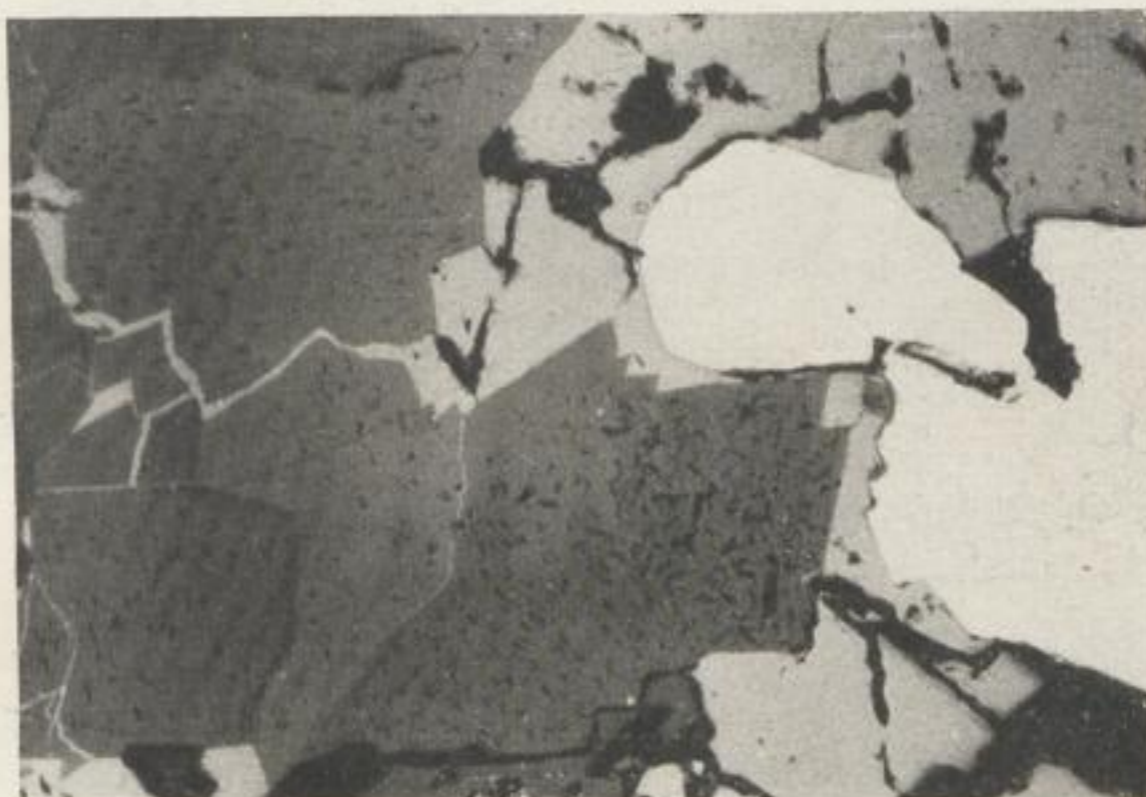


Bild 91 Vergr. 50 : 1
Abt. Himmelsfürst, Lade des
Bundes Fl., 15. Gez.-Str.

Umgelagerte Zinkblende III
(grau) mit Bleiglanz II (weiß).
Die Zinkblende wird von
Braunspat I (dunkelgrau) so-
wohl idioblastisch verdrängt
als auch durchtrüert sie ihn
auf Korngrenzen und Spalt-
rissen

sie zeigt wie die Zinkblende I der *kb*-Formation allotriomorph-körniges Gefüge. Charakteristisch ist jedoch für Zinkblende III, entsprechend der niedrigeren Bildungstemperatur, das völlige Fehlen von Zinnkies- und Magnetkiesentmischungen sowie nur das vereinzelte Vorhandensein von Kupferkiesentmischungen. Infolge der niedrigeren Fe-Gehalte machen sich auch mehr hellbraune Innenreflexe bemerkbar. Die silberhaltigen Lösungen bewirkten den bekannten relativen Silberreichtum der Zinkblende III, die dann auch als „verglaste“ Blende bezeichnet wird. Der Silbergehalt beruht einmal auf orientierten Entmischungen von Tetraedrit II und zum anderen auf Verwachsungen mit gleichaltrigen bzw. jüngeren primären Silbermineralien (Bilder 92 und 93).

Allgemein ist jedoch der silberhaltige Tetraedrit (= Freibergit) als Haupt-silberträger innerhalb der Zinkblende III anzusehen. Der auf Grund einer chemischen Analyse ermittelte Eisengehalt der Zinkblende III liegt mit 9,02% Fe etwas niedriger als derjenige der *kb*-Zinkblende I. Der Zinkgehalt beträgt dabei 46,11%.



Bild 92 Vergr. 75 : 1
Abt. Himmelsfürst, Verborgen Fl.,
obere Gez.-Str.

Zinkblende III (grau) mit Tetraedrit-
entmischungen sowie mit jüngerem
Tetraedrit II = Freibergit (hellgrau).
Letzterer zeigt Entmischungen von
Kupferkies und Bleiglanz sowie
einen jüngeren Einschluß von ged.
Silber I (weiß). Dunkelgrau ist Kar-
bonspat



Bild 93 Vergr. 170 : 1
Ausschnitt aus Bild 92.

Sogenannte „verglaste“ Zink-
blende III mit orientierten Ent-
mischungen von Tetraedrit (Frei-
bergit)

Spurengehalte:

Von der Zinkblende III wurden vier Proben analog der *kb*-Zinkblende I auf Cu, Mn, Cd, Sn, Co, In, Tl, Ga, Ag, Ge und Hg untersucht.

Cu und **Sn**: Die durchschnittliche Konzentration beider Spurenelemente beträgt $> 1\%$. Da erzmikroskopisch in der Zinkblende III nur wenig Kupferkies- und Zinnkiesentmischungen beobachtet wurden, müssen die Gehalte bevorzugt im ZnS-Gitter eingebaut sein. Ein Teil des Cu geht auf Kosten des Tetraedrits, der besonders bei den „verglasten“ Zinkblenden in sehr reichhaltigen Einschlüssen und Verwachsungen vorliegt. Bemerkenswert sind dagegen die relativ hohen Sn-Gehalte. Dies deutet darauf hin, daß bei der Umlagerung der extrem Sn-reichen *kb*-Zinkblende vom Revier Brand wiederum ein großer Teil des Sn-Gehaltes in die *eb*-Zinkblende eingebaut wurde.

Mn: Der Mangangehalt liegt bei einigen Proben relativ hoch, was z. T. von beigemengter Gangart (Manganspat!) herrühren kann (Durchschnittsgehalt 0,8 % Mn).

Cd tritt in durchschnittlichen Konzentrationen von 0,8 % auf. Ein wesentlicher Unterschied in den Cd-Gehalten der *kb*- und *eb*-Zinkblenden läßt sich demnach kaum erkennen.

Co: Entsprechend der Bildungstemperatur waren sämtliche Proben frei von Co.

In ist in allen Proben vorhanden. Hier kann bei einem Durchschnittsgehalt von 0,028 % gegenüber den *kb*-Zinkblenden von einer abnehmenden Tendenz gesprochen werden.

Tl und **Ga:** Beide Spurenelemente sind in allen untersuchten Proben nachweisbar. Der Durchschnittsgehalt von Tl liegt bei 0,001 %. Gegenüber den Gehalten der *kb*-Zinkblende kann eine geringe Zunahme der Tl-Konzentration in der *eb*-Zinkblende festgestellt werden. Die Ga-Gehalte liegen durchschnittlich bei 0,0003 %, d. h. annähernd in der gleichen Größenordnung wie bei der *kb*-Zinkblende. Die häufig gemachte Beobachtung einer Zunahme des Ga-Gehaltes mit abnehmender Bildungstemperatur (OFTEDAL 1940, WARREN und THOMPSON 1945) ist für Freiberg nicht zutreffend, da die Zinkblende III aus der bereits Ga-armen Zinkblende I umgelagert wurde.

Ag: Die Ag-Gehalte reichen bis $\geq 1\%$. Der größte Teil wird dabei von Silbermineralien herrühren (Tetraedrit = Freibergit, Silbersulfantimonide), die manchmal in reichhaltigen Entmischungen bzw. in engen Verwachsungen innerhalb der *eb*-Zinkblende vorliegen (= „verglaste“ Blende!).

Ge konnte in allen untersuchten *eb*-Zinkblenden nachgewiesen werden. Der Durchschnittsgehalt liegt bei 0,0003 %. Gegenüber den *kb*-Zinkblenden kann, entsprechend der niedrigeren Bildungstemperatur, eine geringe Zunahme der Ge-Konzentration festgestellt werden. Ähnliche Beobachtungen machte auch OFTEDAL (1940).

Hg war in keiner Probe nachweisbar.

Pyrit und Markasit (FeS₂)

Innerhalb der *eb*-Formation sind beide Mineralien fast immer vergesellschaftet. Die Umlagerung des Pyrits I aus der *kb*-Formation ergab demnach vorzugsweise ein Gemenge von Pyrit III und Markasit II, was auf ein neutrales bis evtl. schwach saures Bildungsmedium schließen läßt. Daneben besteht jedoch auch noch die Möglichkeit, daß ein Teil des innig mit Pyrit verwachsenen Markasits erst später aus ersterem entstanden sein kann.

Meist tritt das Pyrit-Markasit-Gemenge in allotriomorphen Aggregaten auf, hypidiomorphe Strukturen sind selten. Die bevorzugt feinkristalline Struktur läßt auf Entstehung als Gel schließen. Innerhalb kiesreicher Gangpartien kann-

Bild 94 Vergr. 28 : 1
Revier Brand (Abt. Himmelsfürst), Alte Rose Sth., 1/2 14.
Gez.-Str.

Melnikowit-Pyrit-Bildung mit ausgezeichneten Gelstrukturen. Auf den obersten Krusten ist der Pyrit z. T. rekristallisiert. Die Zwickelfüllungen sind Karbonspäte



ten oftmals feinkristalline Melnikowitbildungen mit ausgezeichneten rhythmischen Gelstrukturen beobachtet werden (Bild 94). Zur Zeit dieser Abscheidungen müssen demnach schon relativ niedrige Bildungstemperaturen vorgeherrscht haben.

Spurengehalte:

Vom umgelagerten Pyrit III bzw. Markasit II der *eb*-Formation sind fünf Proben analog dem *kb*-Pyrit I auf Co, Ni, Bi, As, Sb, Mn, Ag, Sn, Cu, Ti, Mo, V, Tl und Ge geprüft worden. Die Auswertung ergab folgendes:

Co und **Ni** konnten in jeweils der Hälfte der untersuchten Proben mit Durchschnittsgehalten von 0,0004 % Co und 0,002 % Ni nachgewiesen werden. Bemerkenswert ist, daß der durchschnittliche Ni-Gehalt höher liegt als derjenige des Co.

As und **Sb**: In Gehalten bis 1 % konnte As nachgewiesen werden (Durchschnitt 0,4 %). Ein Teil des As wird auf Verunreinigungen durch Arsenkies zurückzuführen sein. Die Durchschnittsgehalte des Sb liegen mit 0,004 % wesentlich niedriger.

Bi war nur in zwei Proben mit Gehalten um 0,001 % vertreten.

Mn liegt in seiner Konzentration mit durchschnittlich 0,12 % relativ hoch. Hierbei ist eine gewisse Verunreinigung durch die Gangart (Manganspat!) zu berücksichtigen.

Ag zeigt einen relativ großen Konzentrationsbereich (< 0,0001 bis 0,01 %). Die niedrigsten Ag-Werte besitzen die Sb-freien Pyrite, während die Sb-haltigen Pyrite alle auch entsprechend höhere Ag-Gehalte aufweisen. Aus der Vergesellschaftung dieser beiden Spurenelemente ergibt sich, daß dieselben z. T. an ein gemeinsames Silbermineral gebunden sind (Tetraedrit = Freibergit!). Bei dem silberreichen Pyrit der *eb*-Formation werden daher die Ag-Gehalte wahrscheinlich vorwiegend aus selbständigen Silbermineralien stammen.

Sn und **Cu** liegen in ihren Gehalten relativ niedrig (< 0,01 % Sn und 0,004 % Cu). Irgendwelche Abhängigkeiten untereinander waren nicht zu beobachten.

Ti und **Mo** waren in allen untersuchten Proben nachweisbar. Die Gehalte sind untereinander annähernd gleich (0,001 % Ti und 0,0001 % Mo).

V und **Tl** konnten nur in Spuren unter 0,001 % nachgewiesen werden.

Ge war in keiner der hier untersuchten Proben festzustellen. Dagegen konnten von NITZSCHE (1954) in einigen Pyritproben Ge-Gehalte von < 0,001 bis 0,01 % beobachtet werden. Es ist jedoch sehr wahrscheinlich, daß es sich dabei um evtl. Verunreinigungen durch Ge-haltige Mineralien (Zinkblende!) handelte.

Arsenkies (FeAsS)

Als eines der jüngsten umgelagerten Sulfidmineralien tritt Arsenkies III auf, der z. T. die Zinkblende III und den Bleiglanz II umkrustet bzw. durchtrümpert (Bild 95).

NITZSCHE (1954) beobachtete Arsenkies gemeinsam mit Zinkblende als Ausfüllung von Bleiglanznegativen. Bevorzugt tritt jedoch Arsenkies III in hypidiomorphen Aggregaten auf. Eine schwache Zwillingslamellierung ist teilweise wahrnehmbar.

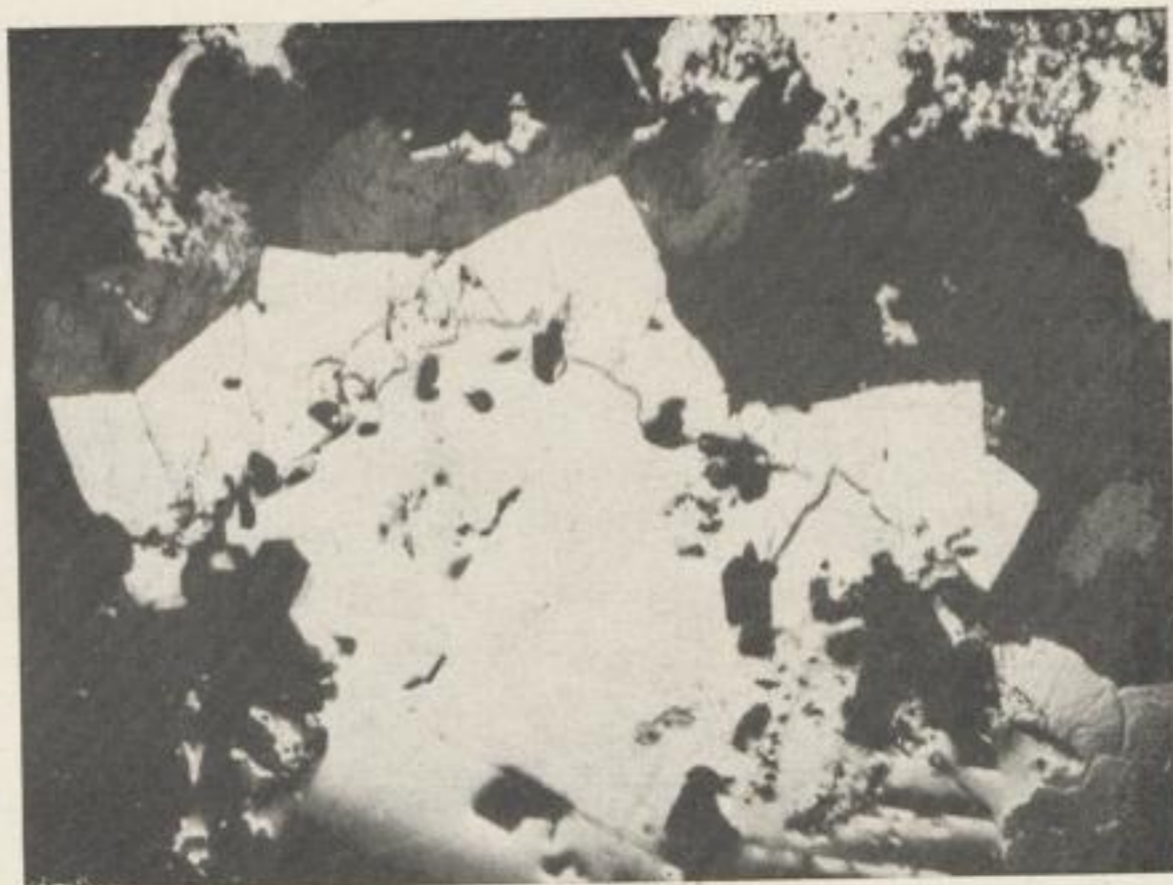
Spurengehalte:

Vom Arsenkies III wurden drei Proben auf Spurengehalte von Co, Ni, Bi, Sb, Mn, Ag, Sn, Cu, Mo und Ge geprüft. Die Auswertung ergab folgendes:

Co und **Ni** konnten in allen Proben nachgewiesen werden. Dabei lagen die Co-Gehalte höher (Durchschnitt 0,007 %) als die Ni-Gehalte (Durchschnitt 0,0004 %).

Bild 95 Vergr. 4:1
Revier Brand, Ludwig St.,
1/2 1. Gez.-Str.

Arsenkies III (weiß, Relief)
umkrustet Bleiglanz II (weiß,
glatt). Letzterer mit Einschlüs-
sen von Rotgültigerzen und
Tetraedrit II (grauweiß). Dun-
kelgrau sind Quarz IV und
Karbonspat



Bi war in zwei Proben in Spuren unter 0,001 % vorhanden.

Sb konnte in den untersuchten Arsenkiesen mit 0,01 bis 0,1 % gefunden werden.

Mn liegt in seinen Konzentrationen annähernd gleichbleibend bei 0,001 %.

Ag schwankt in seinen Gehalten zwischen 0,0001 bis 0,001 % (Durchschnitt 0,0007 % Ag). Die Ag-Werte scheinen mehr oder weniger vom Sb-Gehalt abhängig zu sein. Dies deutet darauf hin, daß ein Teil des Ag als Spurenmineral (Tetraedrit = Freibergit) vorliegt.

Sn und **Cu** liegen in allen untersuchten Proben mit jeweils gleichen Gehalten vor (0,001 % Sn und < 0,0001 % Cu).

Mo und **Ge** konnten in keiner Probe nachgewiesen werden.

Quarz (SiO_2)

Mit Quarz IV endet der Absatz der umgelagerten *kb*-Mineralisation. Manchmal sitzt er als jüngstes Mineral in gut ausgebildeten Kristallen auf Drusen. Die einzelnen Kristalle sind hellweiß bis farblos und durchscheinend. Vorwiegend ist er mit den umgelagerten Sulfiden und z. T. auch mit primären Silbermineralien verwachsen.

Primäre Erzminerale

Tetraedrit $((\text{Cu}, \text{Ag})_3 \text{SbS}_3)$

Das Silberfahlerz Tetraedrit II, oft auch „Freibergit“ genannt, ist als ältestes Primärerz gleichzeitig auch das Hauptsilbererz der *eb*-Formation. Auf den *eb*-Gängen zeigt es eine weitaus größere Verbreitung als alle anderen Silberminerale. Meist tritt es derb oder eingesprengt in den Karbonspäten auf.

Als paragenetischer Begleiter ist es in größeren selbständigen Aggregaten mit allen umgelagerten Sulfiden verwachsen bzw. in mehr oder weniger großen Einschlüssen in ihnen enthalten (Bild 92).

Es ist anzunehmen, daß der Tetraedrit II im Verlauf der Umlagerungsabfolge annähernd kontinuierlich mit zur Abscheidung gelangte. Gegenüber den Sulfiden zeigte er sich sowohl älter als auch jünger. Verdrängt wird er von den Sil-

berminerale der jüngeren „Ag-reichen Abfolge“, wie z. B. Rotgültig, Miargyrit, Polybasit, die neben Silberglanz und ged. Silber oftmals auch als Einschlüsse im Tetraedrit II auftreten können. Entmischungsartige Einschlüsse von Bleiglanz und Kupferkies sind ebenfalls zu beobachten, obwohl nach RAMDOHR (1955) die Deutung als Entmischungen wegen der Verschiedenheit des Gitterbaues Schwierigkeiten verursacht.

Von den Alten wurde der Tetraedrit II auch als „dunkles Weißgültigerz“ bezeichnet. MÜLLER (1901) gibt nach zwei Analysen von ROSE und PLATTNER (1831) einen Silbergehalt von ca. 31,20% Ag und einen Kupfergehalt von annähernd 15% Cu an. Daraus ergibt sich, daß ein großer Teil des Cu isomorph durch Ag vertreten wird.

Daneben ist das „lichte Weißgültigerz“ oder Polytelit nur ein komplexes Gemenge von Tetraedrit II, Pyrargyrit, Miargyrit, Jamesonit und evtl. Bleiglanz (Bild 96). Auf die Tatsache, daß es sich um ein Mineralgemenge handelt, haben schon FRENZEL (1874) und neuerdings auch RAMDOHR (1955) hingewiesen.

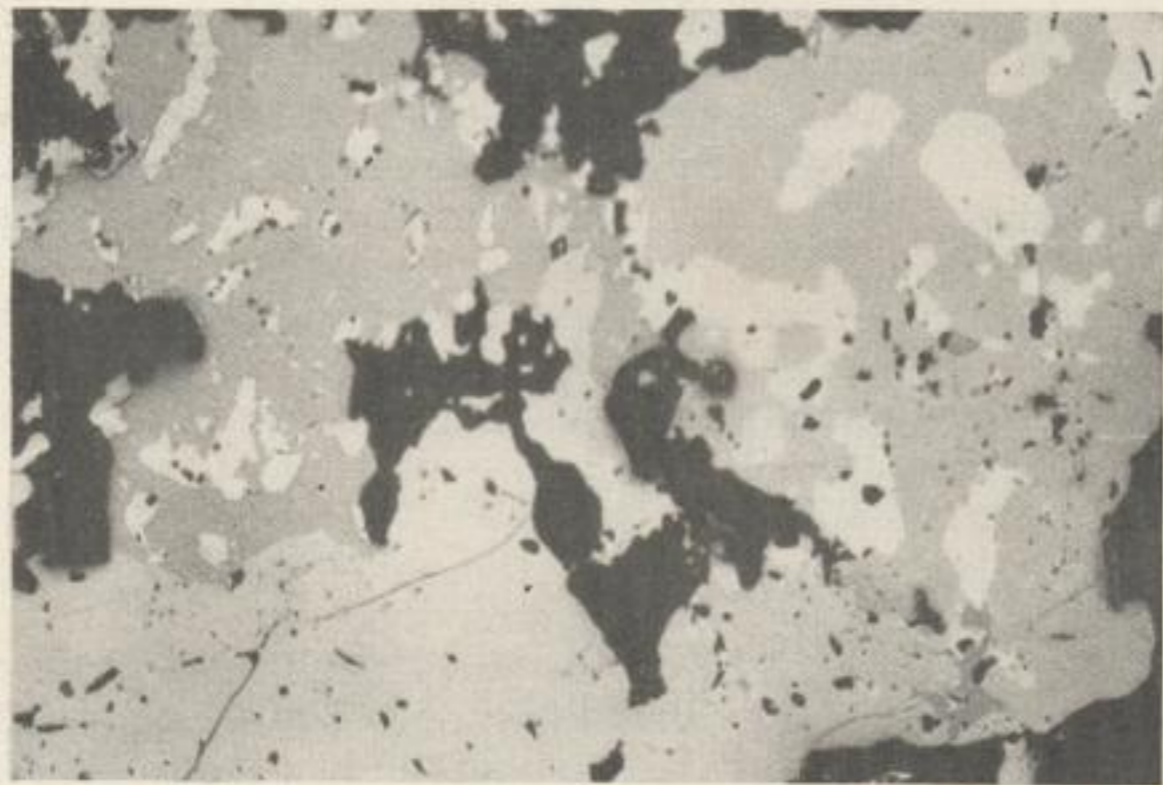


Bild 96 Vergr. 50 : 1
Revier Brand, Ludwig Sth.,
1/2 I. Gez.-Str.

Tetraedrit II (helleres Grau, rechts) und Pyrargyrit I (dunkleres Grau, links), beide mit Einschlüssen von umgelagertem Bleiglanz (reinweiß), werden verdrängt von Miargyrit (grauweiß, unterer Bildrand). Die grauschwarzen Partien sind Verdrängungsreste von Quarz und Karbonspat

Spurengehalte:

Die spektrochemische Untersuchung von neun Tetraedritproben aus der *eb*-Formation durch NITZSCHE (1954) erbrachte Gehalte an As (0,1%), Sn (0,25%) und Cd (0,2%). In vier Proben konnten In (0,001%) und in zwei Proben Ge (0,01%) nachgewiesen werden.

Rotgültigerze

Proustit (Ag_3AsS_3), *Pyrargyrit* (Ag_3SbS_3)

Innerhalb der *eb*-Formation tritt sowohl hinsichtlich seiner Intensität als auch seiner Extensität der Proustit I gegenüber dem Pyrargyrit I sehr stark zurück. Es läßt sich daraus eine gewisse Analogie zu den Fahlerzen erkennen, wo ebenfalls die Arsenkomponente gegenüber dem Antimonfahlerz völlig in den Hintergrund tritt. Manchmal treten beide Rotgültigerze gemeinsam mit dem um-

gelagerten Bleiglanz II in myrmekitischer Verwachsung auf (Bild 97). Dies läßt auf eine annähernd gleichzeitige Entstehung schließen. Allgemein ist jedoch Proustit nur selten in kleinen unregelmäßigen Einschlüssen innerhalb des Bleiglanzes II anzutreffen.

Pyrargyrit I ist dagegen nach dem Tetraedrit II als das verbreitetste Silbermineral innerhalb der *eb*-Formation anzusehen.

Er tritt sowohl in größeren allotriomorphen Aggregaten als auch in entmischungsartigen Einschlüssen bevorzugt im Bleiglanz II auf. Ob im letzteren Falle tatsächlich Entmischungen vorliegen, wird von RAMDOHR (1955) bezweifelt. Auf

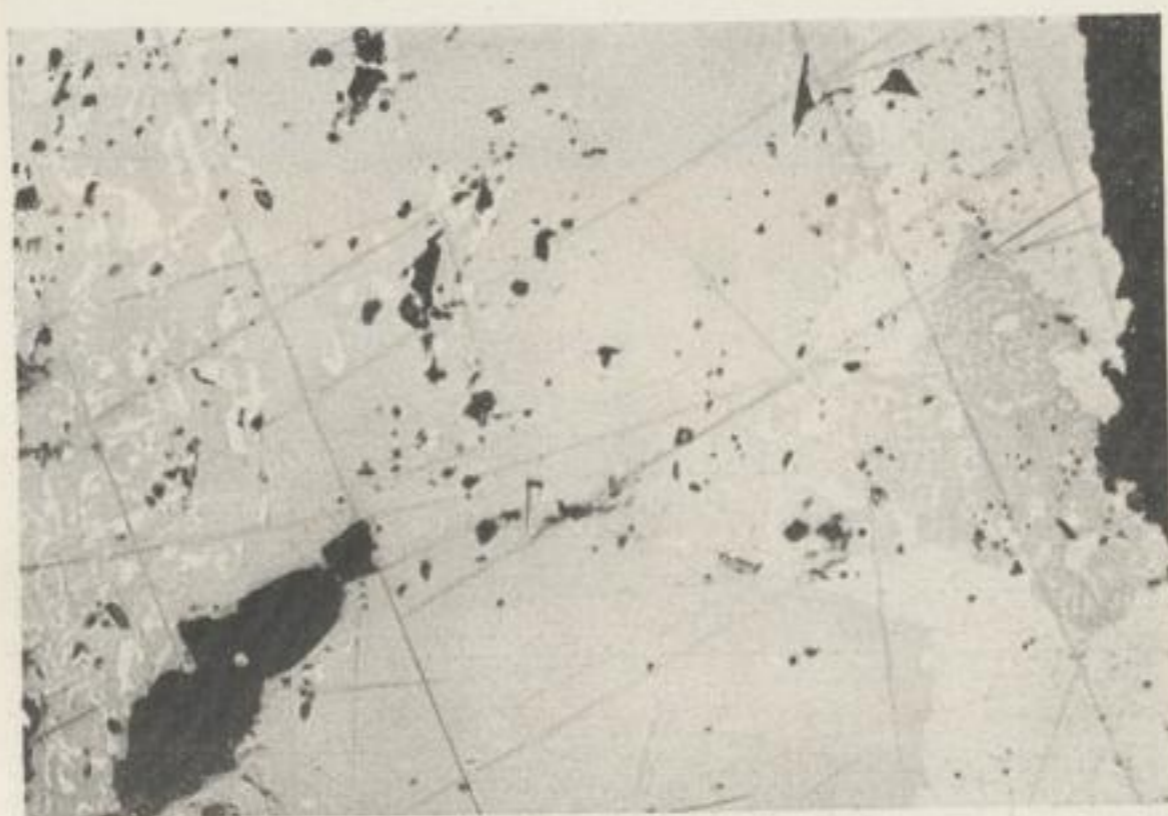


Bild 97 Vergr. 50 : 1
Abt. Himmelsfürst, Felix Fl.,
1/2 3. Gez.-Str.

Pyrargyrit I, Proustit I (beide grauweiß) und Bleiglanz II (weiß) teilweise in myrmekitischer Verwachsung

alle Fälle scheint im silberreichen Bleiglanz II der Pyrargyrit neben dem Freibergit als Silberträger mitzuwirken. Am häufigsten ist der Pyrargyrit I mit Bleiglanz II und Tetraedrit II verwachsen, die er beide häufig verdrängt. Gegenüber allen anderen Silbermineralien der *eb*-Formation ist Pyrargyrit gleichalt bzw. etwas älter.

Jamesonit ($\text{Pb}_4\text{FeSb}_5\text{S}_{14}$)

Nach MÜLLER (1901) wurde Jamesonit nur selten in Drusen mit jüngeren Karbonspäten und umgelagertem Quarz vergesellschaftet angetroffen. Er ist vorzugsweise als sogenanntes Federerz in feinnadeligen und filzartigen Partien entwickelt. Häufig tritt Jamesonit mit Kalkspat I und Quarz IV auf, innerhalb denen er in Form kleiner Nadelchen mit einfachen rhombischen Querschnitten vorliegt (Bild 98).

Auf Grund seiner Verwachsungsverhältnisse scheint er auf alle Fälle jünger als die umgelagerten Sulfide zu sein, gegen die er idioblastisch ausgebildet ist. Seine Altersstellung gegenüber den Silbermineralien war jedoch noch nicht einwandfrei zu bestimmen.

Innerhalb bzw. am Rande des Bleiglanzes und des Tetraedrits waren manchmal noch weitere Bleispießglanze zu beobachten, von denen bisher *Boulangerit* ($\text{Pb}_5\text{Sb}_4\text{S}_{11}$) und *Falkmanit* ($\text{Pb}_3\text{Sb}_2\text{S}_6$) mikroskopisch bestimmt werden konnten.



Bild 98 Vergr. 28 : 1
Revier Brand, Johannes St.,
4. Gez.-Str.

Idiomorph ausgebildeter Jamesonit im umgelagerten Quarz IV. Am unteren Bildrand umgelagerte Zinkblende (hellgrau) mit aufsitzendem, jüngerem Arsenkies (reinweiß, ohne Relief)

Dyskrasit (Ag_3Sb)

Dyskrasit tritt in geringen Mengen auf. Meist ist er eng mit ged. Silber I verwachsen, was auf das ursprüngliche Vorhandensein eines kubischen Silbermischkristalls schließen läßt (RAMDOHR 1955). Gegenüber den Sulfiden der *eb*-Formation zeigt er sich als Verdränger (Bild 102). Seine Altersstellung zu den Silbermineralien ist dagegen schwierig zu bestimmen. Manchmal war er in entmischungartigen Einschlüssen innerhalb des Pyrargyrits anzutreffen (Bild 99).

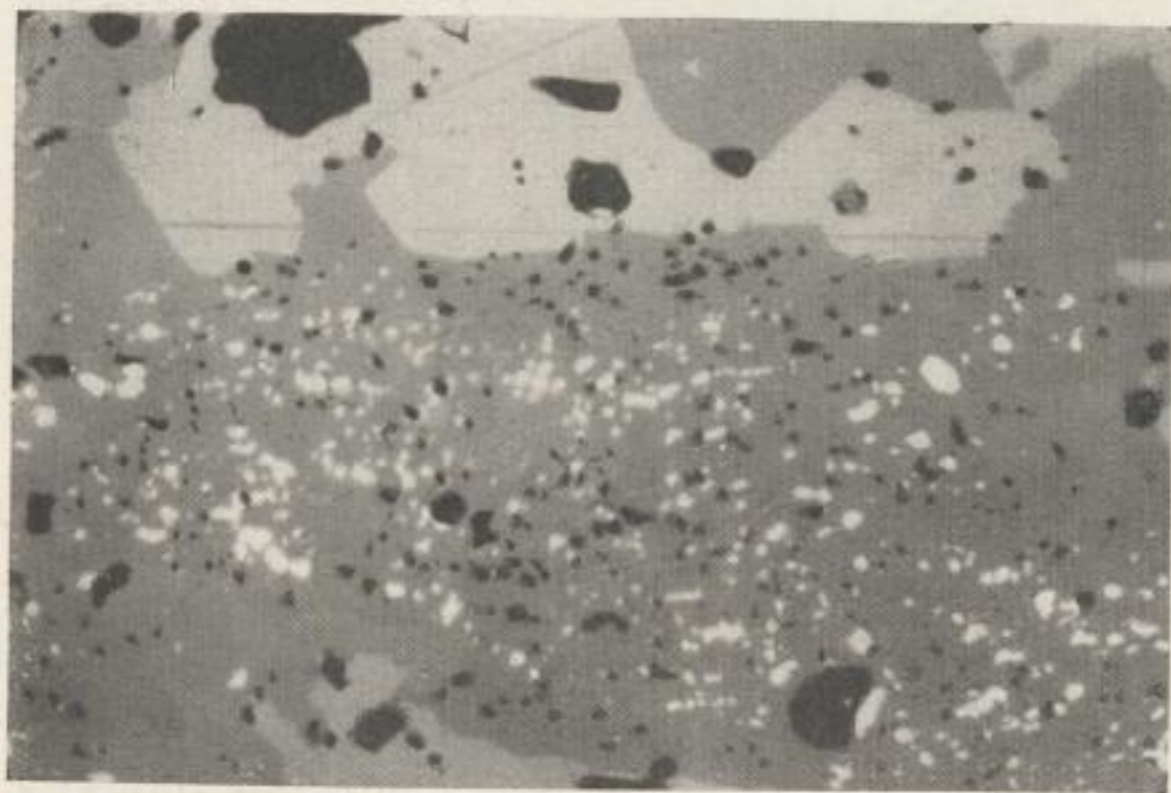


Bild 99 Vergr. 28 : 1
Abt. Himmelsfürst, Felix Fl.,
1/2 3. Gez.-Str.

Dyskrasit (reinweiß) in feinen, tropfenförmigen Einschlüssen innerhalb eines Mineralgemenges von Tetradrit II und Pyrargyrit I (beide grau). Randlich Bleiglanz II (grauweiß), Karbonspat und älterer Quarz (beide schwarz)

Miargyrit (AgSbS_2)

Zusammen mit Bleiglanz II, Tetradrit II und Pyrargyrit I konnte Miargyrit relativ häufig innerhalb der „Ag-reichen Abfolge“ beobachtet werden. Neben Freibergit, Pyrargyrit und Jamesonit scheint er vor allem ein wesentlicher Bestandteil des „lichten Weißgültigerzes“ zu sein (Bild 96). Mit Pyrargyrit I tritt er manchmal in sehr enger Verwachsung auf, so daß er als annähernd gleichalt angesehen werden kann. Selten war Miargyrit in kleinen Einschlüssen innerhalb des silberhaltigen Bleiglanzes II zu beobachten.

Freieslebenit ($\text{Pb}_3\text{Ag}_5\text{Sb}_5\text{S}_{12}$)

Dieses seltene, sowohl derb als auch in pseudorhombischen Kristallen auftretende Mineral wurde erstmalig von FREIESLEBEN beschrieben. Die an sich monoklinen Kristalle zeigten bevorzugt einen säulenförmigen Habitus mit stark ausgeprägter Streifung nach (001). Eine Analyse WÖHLERS (in MÜLLER 1901) enthielt u. a. 22,18% Ag sowie noch geringe Mengen an Cu und Fe. Ein reichhaltiges Vorkommen wurde nach MÜLLER auf dem Kreuz des Silberfund Sth. mit dem August Fl. (Abt. „Himmelsfürst“) angetroffen. Allgemein ist er in z. T. idiomorph ausgebildeten Aggregaten mit Karbonspäten, Bleiglanz II, Zinkblende II und Quarz IV sowie mit Pyrargyrit und Silberglanz vergesellschaftet (Bild 100).



Bild 100 Vergr. 50 : 1
Revier Brand, Johannes Sth.,
4. Gez.-Str.

Freieslebenit (weiß) verdrängt
umgelagerte Zinkblende III
(grau) und Quarz IV (schwarz)



Bild 101 Vergr. 28 : 1, N +
Abt. Himmelsfürst, Daniel Fl.,
Thel. St.-S.

Stephanit mit ausgezeichne-
ter Zwillingslamellierung. Die
grauen Partien ohne Lamel-
lenbildung sind älterer Tetra-
edrit II

Stephanit (Ag_5SbS_4)

Nach FRENZEL (1874) muß Stephanit in mannigfaltig ausgebildeten rhombischen bzw. pseudohexagonalen Kristallen auf den *eb*-Gängen sehr verbreitet gewesen sein. Neben den Kristallen liegt er auch in derben, allotriomorphen Aggregaten vor. Häufig konnte er als älterer Einschluß im Silberglanz beobachtet werden, bzw. war er xenomorph im Tetraedrit II eingewachsen. Infolge der pseudohexagonalen Entwicklung war manchmal eine deutlich ausgebildete Zwillinglamellierung vorhanden (Bild 101).

Polybasit ($\text{Ag}_{16}\text{Sb}_2\text{S}_{11}$)

Auf Grund seiner Verwachsungsverhältnisse scheint Polybasit als silberreichstes Silbersulfantimonid auch das jüngste zu sein. Diese Tatsache wurde bereits von MÜLLER (1901) makroskopisch beobachtet und konnte mikroskopisch wiederholt bestätigt werden. Die auf Kalkspat I aufgewachsenen pseudohexagonalen Polybasitkristalle zeigen fast immer die charakteristische Dreieckstreifung auf (001). Mikroskopisch war gegenüber dem Stephanit eine größere Verbreitung festzustellen. Vor allem im Bleiglanz II konnte er öfters in entmischungsartigen Einschlüssen als weiterer Silberträger beobachtet werden. Außerdem liegt er in unregelmäßiger Verwachsung mit Zinkblende III und Tetraedrit II vor.

Silberglanz (Ag_2S)

Die Silberanreicherung in den Thermallösungen wurde gegen Ende der *eb*-Formation so groß, daß es zur Bildung des reinen Silbersulfids und schließlich zum ged. Silber kommen konnte. Nach MÜLLER (1901) ist Silberglanz auf den Gängen des Reviers Brand außerordentlich verbreitet gewesen. Es muß jedoch dabei berücksichtigt werden, daß es sich hierbei zu einem großen Teil auch um deszendente Bildungen gehandelt haben wird. Mikroskopisch war der sicher ascendente Silberglanz I nur in relativ wenigen Proben festzustellen. Vorwiegend war er dann mit Bleiglanz II, Tetraedrit II und den Rotgültigerzen vergesellschaftet. Nur selten tritt er in kleinen, entmischungsartigen Einschlüssen innerhalb des Bleiglanzes auf. Als Silberträger im Bleiglanz II wird er auf Grund dessen kaum zu werten sein. Eine manchmal schwach wahrnehmbare Zwillinglamellierung deutet RAMDOHR (1955) als Umwandlungsbildung, die auf eine Entstehung als kubische Modifikation bei über 179°C hinweist.

Die makroskopisch durch MÜLLER (1901) beschriebene rhombische Modifikation des *Akanthits*, die als seltene Bildung ebenfalls auf den *eb*-Gängen Freibergs festgestellt worden ist, läßt sich nach OELSNER (1930) mikroskopisch vom Argentit nicht unterscheiden.

Auf Grund seiner Verwachsung ist Silberglanz I eines der jüngsten Minerale innerhalb der *eb*-Formation. Lediglich Kalkspat I scheint als einzige Gangart die Abscheidung desselben zu überdauern.

Die Analyse von zwei Silberglanzproben (NODDACK 1931) ergab u. a. Gehalte an Cu ($> 0,001$), Pb (0,0003), As (0,0002), Sb (0,00001), Mo (0,0001) und Au (0,0002).

Ged. Silber (Ag)

Ged. Silber I ist das jüngste und in den vergangenen Jahrhunderten eines der wichtigsten Minerale der *eb*-Formation und damit des alten Freiburger Bergbaus gewesen. Nach MÜLLER (1901) trat es auf allen Gängen der „edlen Braunspatformation“ in wechselnden Mengen auf. Die mannigfaltigen makroskopischen Erscheinungsformen als Blättchen, haarförmige Drähte, baumförmige Gebilde usw. wurden eingehend und ausführlich u. a. von FREIESLEBEN (1847), MÜLLER (1861 und 1901) und FRENZEL (1874) beschrieben. Jedoch ist dabei zu berücksichtigen, daß gewisse Teile des ged. Silbers auf jüngere Bildungen aus der Formation der „Edlen Geschieke“ und auf deszendente Umlagerungen innerhalb der Zementationszone zurückgeführt werden müssen.

Am häufigsten ist ged. Silber I mit Kalkspat I, Tetraedrit II, Silberglanz I und Pyrargyrit vergesellschaftet. Gegenüber den älteren Karbonspaten und den umgelagerten Sulfiden tritt es manchmal als Verdränger auf (Bild 102).

Bild 102 Vergr. 50 : 1
Abt. Himmelsfürst, Silberfund
Sth., 6. Gez.-Str.

Ged. Silber I mit Dyskrasit (beide reinweiß), Rotgültig (grau) und Karbonspat (dunkelgrau) verdrängen streif. Markasit I (weiß, Relief), Tetraedrit II (hellgrau) und Bleiglantz II (weiße Partien am unteren Bildrand). Alle Mineralien korrodieren schwach Quarz II (grauschwarze Partie rechts oben)



Selten ist ged. Silber zusammen mit Tetraedrit und Pyrargyrit in winzigen Einschlüssen in Bleischweifbildungen zu finden. OELSNER (1930) nimmt an, daß es sich dabei um sekundäre Bildungen handelt, die durch mechanische Beanspruchung aus den älteren silberhaltigen Mineralien hervorgegangen sind.

d) Die fluorbarytische Bleierzformation (*fba*)

Bei dieser Erzformation liegt eine neuere Bearbeitung von TISCHENDORF (1955) unter besonderer Berücksichtigung des Halsbrücker Reviers vor. Betreffs der einzelnen Mineralbeschreibungen ist auf diese gründliche Arbeit zu verweisen, der hier lediglich einige Ergänzungen auf Grund der neueren Aufschlüsse beigelegt werden. Hinsichtlich der Genese kann jedoch die Auffassung einer primär-azendenden Mineralbildung für einen großen Teil der sulfidischen Mineralien dieser Formation nicht mehr vertreten werden. Sowohl die neueren im Rahmen des gesamten Lagerstättenbezirkes durchgeführten paragenetisch-geochemischen als auch die spaltentektonischen Untersuchungen deuten in Analogie zur *eb*-Forma-

tion auf eine teilweise Umlagerung der *fba*-Paragenesen aus den älteren Mineralbeständen der *kb*-Formation hin. Dienten dort als Träger die Karbonspäte, so sind es hier vorwiegend die barytisch-fluoritischen Lösungen gewesen, die auf tieferen Gangteilen die vorhandene ältere *kb*-Mineralisation korrodierten und nach den oberen Gangzonen transportierten. Wie weiter unten an der zonalen Verteilung der Freiburger Mineralparagenesen noch näher erläutert werden wird, sind diese relativ „höher“ gelegenen, umgelagerten Zonen der *fba*-Formation bevorzugt im Halsbrücker Revier auf den NW-SE bis W-E streichenden Spaltensystemen verbreitet, während in Richtung der „tiefer“ gelegenen Zonen des eigentlichen Freiburger Reviers bis in das Gebiet von Muldenhütten auf denselben Spalten ein allmählicher Übergang in die älteren Paragenesen der *eb*-, *eba*- und vor allem der *kb*-Formation festzustellen ist. Auf den z. Z. aufgeschlossenen Teufenzonen im Revier Halsbrücke sind zunächst nur einige Gänge des W-E-Systems (s_2 -System) als *kb*-Gänge ausgebildet bzw. zeigen reliktsche *kb*-Reste.

Damit werden die bereits 1953 von OELSNER und neuerdings auch von JAHN¹⁰ ausgesprochenen Vermutungen einer evtl. sekundär-hydrothermalen Entstehung der *fba*-Formation erneut gestützt. Auch TISCHENDORF¹⁰ schloß sich neuerdings dieser Auffassung über die Genese der *fba*-Formation an. Nach seiner Meinung würde damit die eigenartige rhythmisch wechselnde Lagentextur zwischen Baryterzminerale, die sich über die gesamte zur Verfügung stehende Gangmächtigkeit stetig wiederholt und vor allem in der Abfolge des „Harten Trums“ sehr deutlich zur Ausbildung gelangte, eine gute Erklärung finden (Bild 54).

Entsprechend dem Korrosionsfortschritt durch die barytisch-fluoritischen Lösungen auf den tieferen Gangzonen und dem dadurch bedingten stetigen Konzentrationswechsel der Thermallösungen bei der Wiederausscheidung auf den oberen Gangteilen, ergab sich diese rhythmische Wechsellagerung der Gangfüllung (Bänderungsstruktur!). Jeder Erzabsatz enthält dabei fast immer Arsenkies, Pyrit, Kupferkies, Zinkblende und Bleiglanz, wobei dieser infolge seiner größeren Löslichkeit weitaus überwiegt. Es könnten demnach bei der Annahme einer primären Entstehung jeweils außerordentlich viele Sulfidgenerationen unterschieden werden (TISCHENDORF, 1955, versuchte diese Erscheinung zunächst mit sogenannten „Pulsationen“ zu erklären), die an sich nur aus einem einzigen entsprechenden Primärsulfid abzuleiten sind (in diesem Falle von Bleiglanz I, Zinkblende I, Kupferkies I, Pyrit I und Arsenkies I der *kb*-Formation!).

Entsprechend der verschiedenen Löslichkeit, liegen innerhalb der *fba*-Formation die Abscheidungsmaxima der einzelnen Sulfide in genau umgekehrter Reihenfolge vor wie bei den Primärabsätzen der *kb*-Formation (Tabelle 4). So ist in der älteren Abfolge des „Harten Trums“ bevorzugt Tetraedrit (!) und Bleiglanz und im „Weichen Trum“ zunächst wiederum Bleiglanz, jedoch mit mehr Zinkblende, und zuletzt Pyrit und Markasit zum Absatz gekommen. Sowohl die Zinkblende als auch der Pyrit-Markasit, die gegen Ende der *fba*-Formation in außerordentlich reichhaltigen Mengen auftreten, sind dabei vorwie-

¹⁰ In beiden Fällen handelt es sich um mündliche Mitteilungen.

gend gelförmig abgeschieden worden, wie ihre Schalenblende- und Melnikowitstrukturen beweisen.

Die *fba*-Formation wurde bisher in folgende vier Einzelabfolgen untergliedert (TISCHENDORF 1955):

1. Breccie (Hauptmin.: Quarz in zwei Generationen, Karbonspäte, sehr wenig Sulfide).
2. Hartes Trum (Hauptmin.: Baryt Ia und b, Quarz, Tetraedrit, Bleiglanz).
3. Zwischenfolge (Hauptmin.: Baryt II und III, Bournonit).
4. Weiches Trum (Hauptmin.: Flußspat V, Baryt V (Kalkbaryt), Bleiglanz, Zinkblende, Markasit, Melnikowit-Pyrit).

Alle vier Abfolgen sind jeweils durch tektonische Öffnungsbewegungen einwandfrei voneinander getrennt.

Ergänzend sei auf Grund der neuen genetischen Stellung der *fba*-Formation zur Mineralbeschreibung von TISCHENDORF (1955) hier noch folgendes hinzugefügt:

Die neue Stellung der „Breccie“

Diese bisher als 1. *fba*-Abfolge angesehene und in ihrer Mineralisation und genetischen Stellung zunächst etwas eigenartig anmutende Paragenese wurde 1952 auf den tieferen Gangteilen des Samuel Spats im Revier Halsbrücke aufgeschlossen und vom Verfasser (1953) erstmalig näher beschrieben. Sie besteht im wesentlichen aus einem älteren, weißen Breccienquarz und einem grauschwarzen, dichten Verkittungsquarz, der geringe Mengen z. T. feinmylonitisierter Sulfide enthält und daher sehr dem dunklen Hornstein I der *eba*-Formation ähnelt. Makroskopisch wie mikroskopisch zeigen sie auch in ihrer Gefügestruktur eine weitgehende Übereinstimmung.

Der weiße Breccienquarz, der nach einer Vermutung OELSNERs evtl. mit dem Quarz der teilweise sporadisch im Halsbrücker Revier auftretenden „edlen Quarzformation (*eq*) zu parallelisieren wäre, stellte sich nach einem mikroskopischen Vergleich beider als jünger heraus. Daraufhin wurde angenommen, daß



Bild 103 M. 1 : 17
 Revier Freiberg, Hauptstolln-
 gang Sth., 8. Gez.-Str.
kb-Formation: Gangfüllung
 analog der „Breccie“ vom Re-
 vier Halsbrücke

höchstwahrscheinlich dieser Quarz mit den SiO_2 -Absätzen der *kb*-Formation gleichzustellen sei. Die neuen bergmännischen Aufschlüsse im Freiburger Revier haben dieser Vermutung recht gegeben. Auf einigen Gängen mit ausschließlicher *kb*-Füllung konnten hier neuerdings vollkommen analoge Paragenesen festgestellt werden (Bild 103).

Es ist daher anzunehmen, daß wir es bei der sog. „Breccie“ mit den obersten Quarzabsätzen der *kb*-Formation auf den E-W streichenden *fa*-Gängen zu tun haben. Dabei ist wahrscheinlich der dunkle Verkittungsquarz mit dem schwarzen Hornstein der *eba*-Formation zu parallelisieren. Auf einigen *fa*-Gängen, wie z. B. dem Paul Fl., stellen diese beiden Erzformationen in einwandfreier und charakteristischer Ausbildung die alleinige Gangfüllung dar.

Nunmehr klärt sich auch das zunächst als eigenartig angesehene Auftreten von Karbonspäten innerhalb bzw. im Anschluß der „Breccie“, die z. T. diese intensiv verdrängen und selbst geringe Sulfidmengen mit sich führen. Bei diesen Karbonspäten handelt es sich vorzugsweise um ankeritartige Braunspäte der Dolomitgruppe, die dennoch als äquivalente Absätze der *eb*-Formation anzusehen sind. Wie weiter unten noch näher dargelegt werden soll, konnte jedoch die *eb*-Formation im Gebiet von Halsbrücke nur sehr untergeordnet zur Ausbildung gelangen.

Nach den Aussagen JAHNS (1950) konnten im Verlauf seiner ehemaligen Kartierungsarbeiten auf den tieferen Sohlen des Halsbrücker Spatganges mehrmals sporadisch auftretende Paragenesen älterer Erzformationen, besonders der *kb*-Formation, beobachtet werden.

In den Lagerstättensammlungen des Mineralogischen Institutes befinden sich einige Stufen von Halsbrücker Gängen (Lorenz Gegentrum), die einwandfreie



Bild 104 M. 1 : 2
 Revier Halsbrücke, Samuel Sp., 7. Gez.-Str.
 Lagenförmige Entwicklung von *kb*-, *eb*- und
fa-Paragenesen

kb-Paragenesen zeigen. Neuerdings konnte im Rahmen einer Studienarbeit auf dem Samuel Spat eine Gangstufe geschlagen werden, die die *kb*-, *eb*- und *fba*-Formation nebeneinander aufweist (Bild 104). Für die Gänge des Halsbrücker Reviers ist diese Erscheinung noch eine Seltenheit, während auf den E-W streichenden Gängen von Freiberg und Muldenhütten (Riemer Sp., Neue Hoffnung Fl., Abraham Sp. u. a.) infolge ihrer relativ tieferen Lage innerhalb des Freiburger „zoning“ das Auftreten von mehreren Erzformationen nebeneinander eine normale Erscheinung ist (Anlage 3).

Gangarten

Baryt (BaSO_4)

Der Baryt ist das Hauptmineral der fluorbarytischen Abfolgen und als Träger der umgelagerten Sulfide neben Flußspat und Quarz anscheinend das einzige „primäre“ Mineral der *fba*-Formation. Genetisch wäre er demnach mit zur „BiCoNi-Formation“ (Edle Geschicke) zu stellen, deren älteste Gangart er ja bekanntlich darstellt (MÜLLER 1860 und 1894; KEIL 1931). Diese Barytabscheidung erreichte im Freiburger Raum eine außerordentlich große Intensität und führte damit auf Grund der z. T. innigen, lokal bedingten Durchdringung mit den älteren Paragenesen innerhalb der gleichen Gangräume zu ausgedehnten Wechselwirkungen und damit verbundenen Umlagerungen. Dies gab den Anlaß zur Bildung einer eigenen, nur für Freiberg spezifischen sog. „fluorbarytischen Erzformation“. Genetisch müßte sie an sich mit zur „BiCoNi-Formation“ gerechnet werden.

Durch die Neuaufschlüsse im Revier Brand wurden auf den tieferen Gangteilen des E-W-Systems Baryte der *fba*-Formation angetroffen. Sie sind in diesem Gebiet als die obersten Ausläufer dieser Formation anzusehen, da die Gänge nach oben zu vollkommen vertauben bzw. nur noch an den Gangkreuzen z. T. Paragenesen der „Edlen Geschicke“ (BiCoNi-Formation) führen.

Das sporadische Auftreten der Baryte im Revier Brand erschwerte eine einwandfreie makroskopische Alterseinstufung, wie sie TISCHENDORF (1955) im Revier Halsbrücke durchführte. Es mußten daher im wesentlichen die spektrochemischen Untersuchungsergebnisse zur Generationsbestimmung herangezogen werden.

Betreffs ihrer Kristalltracht und Farbe traten Baryte mit geradschaligem, mittelschaligem und krummschaligem Habitus auf; in der Färbung herrschten weiße bis schwach rosa Farbtöne vor.

Spurengehalte:

Analog den „*fba*-Baryten“ von Halsbrücke wurden auch diejenigen von Brand auf Spurengehalte, insbesondere auf Ca und Sr, untersucht, um dadurch eine Einordnung in die von TISCHENDORF (1955) aufgestellte Generationsfolge der „*fba*-Baryte“ zu erleichtern bzw. überhaupt zu ermöglichen.

Die von TISCHENDORF bereits makroskopisch erkannten sieben Barytgenerationen der *fba*-Formation ließen sich auf Grund ihres Chemismus und ihrer Kristalltracht in drei Gruppen unterscheiden (Bild 105):

1. Die Baryte Ia und Ib (geradschalig) des „Harten Trums“ mit relativ hohen SrSO_4 -Gehalten (Durchschnitt 3,6 und 1,44 %) und niedrigen CaSO_4 -Gehalten (Durchschnitt jeweils 0,02 %).
2. Die Baryte IV und V (mittel- bis krummschalig) des „Weichen Trums“ mit niedrigen SrSO_4 -Gehalten (Durchschnitt 1,19 und 0,77 %) und hohen, schwankenden CaSO_4 -Gehalten (Durchschnitt 1,3 und 1,03 %).
3. Die Baryte II und III (mittelschalig) der Zwischenfolge, die hinsichtlich ihres Chemismus eine Art Übergangstellung zwischen den Baryten der 1. und 2. Gruppe einnehmen.

Weiterhin konnte noch ein umgelagerter Baryt (Kristallbaryt) mit stark schwankenden SrSO_4 - und CaSO_4 -Gehalten festgestellt werden.

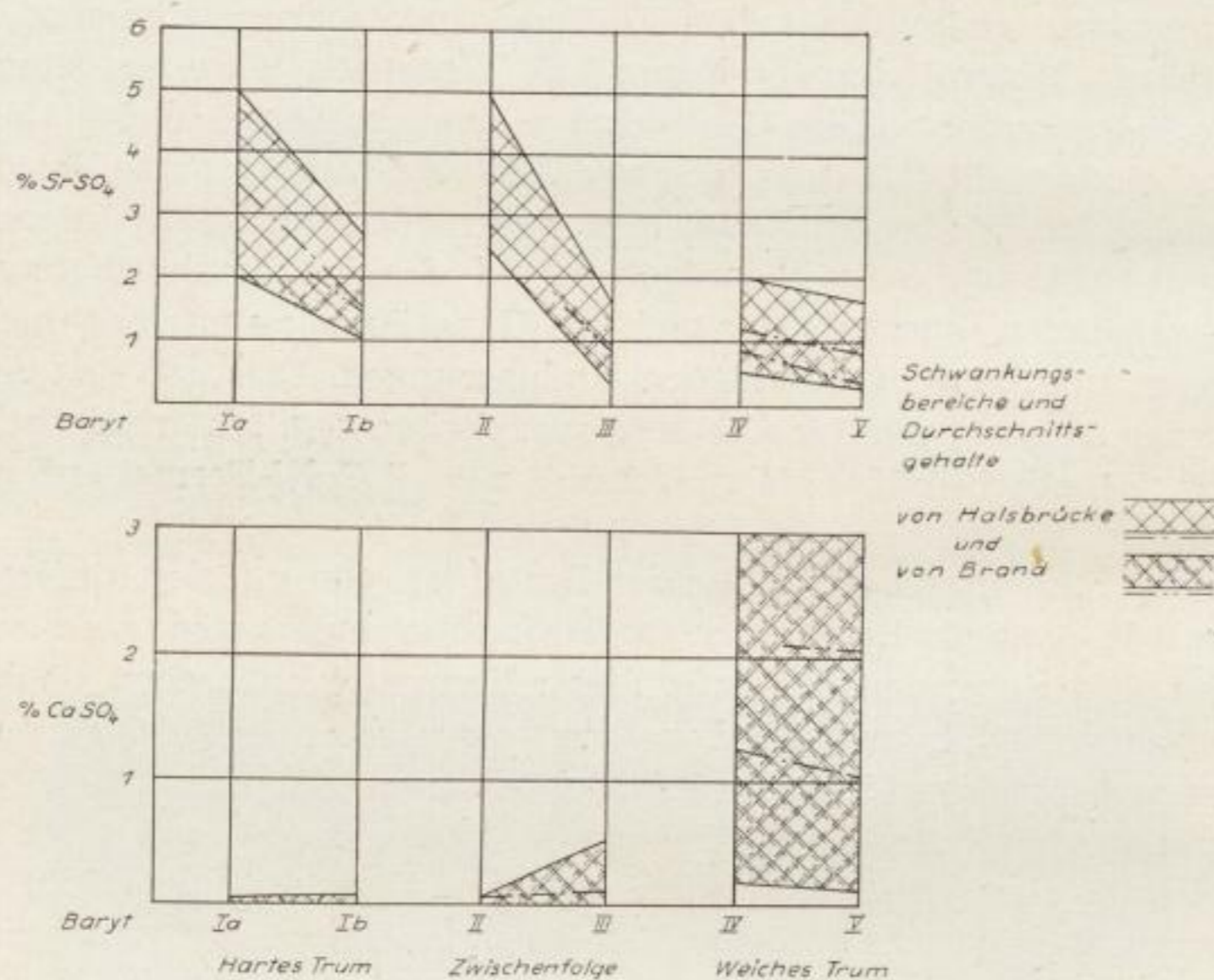


Bild 105. Schwankungsbereiche und Durchschnittsgehalte an SrSO_4 und CaSO_4 in den einzelnen Barytgenerationen der *fa*-Formation von Halsbrücke und Brand

Von den insgesamt 34 untersuchten *fa*-Baryten aus dem Brander Revier erwiesen sich auf Grund ihrer CaSO_4 - und SrSO_4 -Gehalte und ihrer unterschiedlichen Kristalltracht ca. 15 Barytproben zum „Harten Trum“ bzw. zur „Zwischenfolge“ gehörig, 16 Proben gehörten zum „Weichen Trum“ bzw. zur „Zwischenfolge“, wobei davon zwei Proben als einwandfreier Baryt V (Kalkbaryt) identifiziert werden konnten. Schließlich gehörten noch drei Proben zum umgelagerten Kristallbaryt.

Ca und Sr: Die Durchschnittsgehalte betragen bei den Baryten des „Harten Trums“ ca. 0,02 % CaSO_4 und 1,4 % SrSO_4 , während die Durchschnittsgehalte vom Baryt IV des „Weichen Trums“ bei 0,1 % CaSO_4 und 0,84 % SrSO_4 und die des Baryt V bei 2,13 % CaSO_4 und 0,35 % SrSO_4 lagen.

Tabelle 4. Übersicht über die innerhalb des zentralen Freiburger Lagerstättenbezirkes auftretenden Mineralabfolgen und ihre tektonischen Durchbewegungsphasen

Form.	Mineralien Öffnungsbeweg. und Paragenesen	1. Ordnung		2. Ordnung		3. Ordnung
		Gangart	Haupterzminerale	Nebenminerale	Entmischungen und Einschlüsse	Umlagerungen und Mobilsate
kb	1. Öffnungsbewegung Kiesige Abfolge	Quarz I	Arsenkies I Pyrit I Magnetkies →	Zinnstein I Wolframit (Molybdänglanz) Jordisit → ged. Gold		→ Ilsemanit, Molybdänglanz (→ 1) Pyrit - birds-eye-Str.) 2) Leberkies 3) streif. Markasit I)
	2. Öffnungsbewegung Zn-Sn-Cu-Abfolge	Quarz I	Zinkblende I Zinnkies I → Kupferkies I Tetraedrit I → (= Kupferfahlerz)	Tennantit Bornit I Kupferglanz I →	Zinnkies, Magnetkies, Kupferkies (Cubanit), Kupferkies, Zinkblende Zinkblende (Sternchen) Kupferkies, Tennantit, Bornit	→ Zinnstein II (→ Kupferglanz II — Bornit II — Kupferkies)
	3. Öffnungsbewegung Pb-Abfolge	Quarz II	Bleiglanz I		Fahlerze, Kupferkies, Magnetkies, Zinnkies	→ Covellin { Arsenkies II Pyrit II Zinkblende II
	4. Öffnungsbewegung Hornstein-Baryt-Abfolge	Hornstein I Hornstein II (chaledonartig) Baryt I Baryt II	Eisenoxyde; Hämatit I (gelförm., krist.) Magnetit Uranpechblende I →	Manganoxyde: Psilomelan Manganit Pyrolusit u. a. Flußspat Chlorit Quarz III (Amethyst)		(→ Uranpechblende II)
eba	5. Öffnungsbewegung Sulfidische Abfolge (Umlagerungen)	Siderit I Manganspat Braunspat I (Perlspat)	Tetraedrit II (= Freibergit)	Proustite I Stromeyerit	Kupferkies, Bleiglanz, Silberminerale a) mylonitisiert b) korrodiert c) umgelagert	Magnetkies → Markasit I (Pyrit I) u. a. Pyrit I } Hämatit II Markasit I } (Rotspat- bildung) Bleiglanz II, → Kupferglanz II — Bornit II — Kupferkies II, Zinnkies II, Kupferkies, Zinkblende III (verglast), Pyrit III bzw. Markasit II (z. T. als Melnikowit), Arsenkies III Quarz IV
	6. Öffnungsbewegung Ag-Abfolge	Kalkspat I	Pyrargyrit I Silberglanz I ged. Silber I (a)	Jamesonit Dyskrasit Miargyrit Freieslebenit Stephanit I Polybasit I		Siderit II
	7. Öffnungsbewegung „Hartes Trum“ Zwischenfolge	Baryt Ia Quarz Va (hornsteinartig) Baryt Ib Baryt II + III Quarz Vb	Tetraedrit III? Bleiglanz IIIa?	Flußspat I		Tetraedrit (Tennantit), Kupferkies
fba	8. Öffnungsbewegung „Weiches Trum“	Baryt IV Flußspat IV Quarz Vc (chaledonartig) Flußspat V Baryt V (Kalkbaryt)	Bleiglanz IIIb, c? Zinkblende IVb c? Zinkblende IVd? (Schalenblende) Melnikowit- Pyrit IVb? Markasit III?	Bournonit Flußspat II + III		Bleiglanz IIIb, c (II, III) Zinkblende IVb, c (IIa, b) Kupferkies Bleiglanz IIIId (IV) Zinkblende IVd (III) (Schalenblende) Melnikowit-Pyrit IVb Markasit III
	9. Öffnungsbewegung Arsenidische Abfolge	Baryt VIa Flußspat VI (violett) Quarz VI (chaledonartig) Baryt VIb (Arsenbaryt) Baryt VII	Speiskobalt — Chloanthit → Rotnickelkies Rammelsbergit ged. Arsen	ged. Silber I (b) → ged. Wismut → Safflorit Pararammelsbergit Löllingit Gersdorffit		→ Silberglanz → Wismutglanz → Pyrit + Bravoit + Vaesit → Uranpechblende II
Edle Gesch.	10. Öffnungsbewegung Karbonatische Abfolge	Siderit III Braunspat II (z. T. Tautoklin u. Tharandit) Kalkspat II	Proustite II Silberglanz II ged. Silber II	Tetraedrit IV Silberkiese Clausthalit? Jamesonit Pyrargyrit II Stephanit II Polybasit- Pearceit II Argyrodit- Canfieldit		{ Bleiglanz IV Kupferkies Zinkblende V (Schalenblende) Zinnkies Melnikowit-Pyrit V u. -Markasit IV Quarz VII

Bergakademie
-Bocherel-
Freiberg i. Sa.

Bergakademie
-Bocherel-
Freiberg i. Sa.

Bergakademie
-Bocherel-
Freiberg i. Sa.



SLUB

Wir führen Wissen.

UNIVERSITÄTSBIBLIOTHEK
FREIBERG



Zum anschaulichen Vergleich mit den Werten der entsprechenden Baryte aus dem Revier Halsbrücke wurden die Streubereiche der ermittelten Werte in das Diagramm von TISCHENDORF (Bild 105) eingetragen. Das lediglich nur sporadische Auftreten der *fba*-Baryte innerhalb des Revieres Brand läßt vermuten, daß, entsprechend des von Halsbrücke nach S einfallenden „zoning“ der *fba*-Formation, wir hier nur die obersten „Spitzen“ der *fba*-Abscheidungen vor uns haben.

Pb: Die Pb-Gehalte nehmen im Laufe der Generationsfolge zu (Baryte des „Harten Trums“ 0,004 % Pb, Baryt IV des „Weichen Trums“ 0,008 % und Baryt V des „Weichen Trums“ 0,1 % Pb). Der Einbau des Pb ($r = 1,32$ AE) als Sulfat im Baryt ist dabei durchaus wahrscheinlich, obwohl natürlich ein gewisser Anteil aus PbS-Verunreinigungen stammen kann.

Fe und Mn: Beide Spurenelemente nehmen in ihren Konzentrationen entsprechend der abnehmenden Bildungstemperatur zu, und zwar betragen die Durchschnittsgehalte:

Baryte des „Harten Trums“	0,06 % Fe und 0,014 % Mn
Baryt IV des „Weichen Trums“	0,17 % Fe und 0,05 % Mn
Baryt V des „Weichen Trums“	0,25 % Fe und 0,06 % Mn

Auch hier ist eine evtl. Verunreinigung durch Fe-Sulfide zu berücksichtigen.

Flußspat (CaF₂)

Neben dem Baryt ist der Flußspat ebenfalls als eine primär-azendente Bildung der *fba*-Formation anzusehen.

Im Gegensatz zu Halsbrücke konnte im Revier Brand Flußspat innerhalb der *fba*-Formation bisher nur selten in kleinen, idiomorph ausgebildeten, grünlich-gelben Kriställchen innerhalb des Baryts beobachtet werden. Nach der von TISCHENDORF (1955) festgestellten Teufenabhängigkeit von Baryt-Flußspat-Quarz sind auf den Brander Spatgängen zunächst auch kaum größere Mengen an Flußspat zu erwarten.

Quarz (SiO₂)

Ob der im Revier Halsbrücke reichlich vorhandene und bevorzugt als Verdränger des Baryts auftretende, hornstein- bzw. chalcedonartige Quarz primär-azendenten Ursprungs ist oder ebenfalls als eine sekundär-hydrothermale Umlagerung aus den älteren Gangformationen angesehen werden muß, kann z. Z. noch nicht einwandfrei entschieden werden. Es ist jedoch in Analogie zur normalen BiCoNi-Formation anzunehmen, daß der größte SiO₂-Anteil primär zugeführt wurde.

Auf den *fba*-Gängen im Revier Brand konnten infolge der bereits erwähnten Teufenabhängigkeit Baryt-Flußspat-Quarz irgendwelche Quarzpseudomorphosen nach Baryt noch nicht beobachtet werden.

Erzminerale

In Ergänzung von TISCHENDORFS Mineralbeschreibung sollen hier nur die bei den Haupterzminerale der *fba*-Formation auftretenden und für die Umlagerung charakteristischen Merkmale beschrieben werden.

Tetraedrit ((Cu, Ag)₃ SbS₃)

Das silberhaltige Antimonfahlerz ist eines der ältesten Erzminerale der *fba*-Formation. Sein verbreitetstes Auftreten hat es im „Harten Trum“, wo es meist an den Bleiglanz gebunden ist, den es in der Intensität des Auftretens

sogar des öfteren noch übertreffen kann. Dabei ist gegenüber dem Bleiglanz nach TISCHENDORF (1955) das Fahlerz immer die ältere Komponente. Entsprechend seiner Altersstellung zu den anderen Fahlerzen der älteren Freiburger Gangformationen, soll es künftig als Tetraedrit III bezeichnet werden.

Der Tennantit tritt demgegenüber nur in geringsten Spuren als Entmischungskörper im ältesten Bleiglanz auf.

Proustit (Ag_3AsS_3) und *Pyrargyrit* (Ag_3SbS_3)

Nach TISCHENDORF (1955) zeigen beide Rotgültigerze die Tendenz, lediglich in den älteren Abfolgen der *fba*-Formation, besonders im „Harten Trum“, aufzutreten. Paragenetisch sind sie vorzugsweise an Tetraedrit III und den älteren Bleiglanz gebunden, wobei eine teilweise Sekundärbildung des Pyrargyrits aus Tetraedrit im Bereich der Möglichkeit liegen kann.

Im Gegensatz zu den älteren Primärabsätzen der *kb*- bzw. *eb*-Formation wo die Silbererze gegenüber den anderen Sulfiden eine jüngere Altersstellung einnehmen, gehören innerhalb der *fba*-Formation die Silbererze bzw. die silberhaltigen Mineralien immer mit zu den ältesten Ausscheidungen.

Bleiglanz (PbS)

Dieses künftig im Anschluß an die älteren Freiburger Mineralabfolgen als Bleiglanz III bezeichnete Sulfid (in Tab. 4 wurden die einzelnen von TISCHENDORF noch ausgehaltenen Untergenerationen durch beigefügte Buchstaben a, b, c... gekennzeichnet) ist neben dem älteren Tetraedrit III das vorherrschende Erzmineral innerhalb des „Harten Trums“. Seine gegenüber den anderen Sulfiden relativ hohe Löslichkeit gestattete eine bevorzugte Korrosion der älteren „PbS-Bestände“ auf den tiefer liegenden Gangteilen durch die fluorbarytischen Thermallösungen und daran anschließend auf den oberen Gangzonen eine bevorzugte, z. T. rhythmische Wiederausscheidung. Die geringeren Mengen mitgelöster anderer Sulfide (FeS_2 , FeAsS , ZnS) kamen dabei innerhalb der einzelnen lagenförmigen „Erzbänder“ in der normalen Altersfolge (Pyrit-Zinkblende-Bleiglanz) ebenfalls wieder mit zum Absatz. Jede Erzlage innerhalb der vielen einzelnen Wechsellagerungen hat demnach eine in sich abgeschlossene normale FeZnPb-Paragenese. Diese Erscheinung täuschte bei den Untersuchungen von TISCHENDORF eine Primärausscheidung vor. Letztere konnte jedoch nicht den außerordentlich häufigen, rhythmischen Wechsel („Pulsieren“!) der Erzabsätze erklären.

Die ältesten Bleiglanzumlagerungen selbst zeigen neben der Tetraedritverwachsung auch häufig entmischungsartige Einschlüsse von Tetraedrit, welche sonst in dieser Reichhaltigkeit nur für den Bleiglanz II der *eb*-Formation charakteristisch sind. Im Gegensatz dazu stehen die mittleren Gehalte an Bi (bis 0,1%) und Ag (bis 1,0%), die auf eine erhöhte Bildungstemperatur schließen lassen.

Zinkblende (ZnS)

Das Intensitätsmaximum des künftig als Zinkblende IV bezeichneten umgelagerten Zinksulfids tritt im Anschluß an dasjenige des Bleiglanzes III auf. Ihre größte Verbreitung hat sie in Ablagerungen des „Weichen Trums“, gegen

deren Ende sie als *Schalenblende* auftritt. Innerhalb jeder einzelnen Abfolge ist, wie bereits erwähnt, vorwiegend die Zinkblende älter als der mit ihr zusammen auftretende Bleiglanz.

Obwohl für die Zinkblende IV auf Grund ihrer niedrigen Fe-Gehalte und ihrer sporadischen Kupferkiesmischungen nach TISCHENDORF (1955) eine wesentlich niedrigere Entstehungstemperatur als für die *kb*-Zinkblende angenommen werden muß, zeigt sie demgegenüber relativ hohe Gehalte an In. Andererseits ergab die spektralanalytische Untersuchung auch beachtliche Ge-Gehalte. Während der Ge-Gehalt, wie weiter unten noch näher erläutert wird, dem für Freiberg charakteristischen Verlauf der Spurenelementdifferentiation entspricht (Zunahme der Ge-Gehalte mit abnehmender Bildungstemperatur!), läuft der hohe In-Gehalt der normalen Spurenverteilung entgegen (niedrige In-Gehalte bei niedrigen Bildungstemperaturen!). Der hohe In-Gehalt kann demnach nur aus der relativ In-reichen Zinkblende I stammen.

Kupferkies (CuFeS_2)

Der Kupferkies zeigt in der *fba*-Formation ein völlig uncharakteristisches Verhalten. Seine extensive Verbreitung und seine Eigenschaft als Durchläufermineral veranlaßten TISCHENDORF (1955), von einer Generationseinteilung abzusehen. Zusammenfassend soll er allgemein als Kupferkies IV bezeichnet werden.

Als eine für Freiberg seltene Paragenese wurden manchmal Antimoniteinschlüsse im Kupferkies nachgewiesen.

Pyrit / Markasit / Melnikowit (FeS_2)

Das Ausbildungsmaximum der Kiese liegt allgemein am Ende des „Weichen Trums“. In z. T. mächtigen Absätzen, wobei die gelförmigen Melnikowitbildungen weitaus überwiegen, stellen sie den Abschluß der *fba*-Formation überhaupt dar und dokumentieren damit gegenüber der normalen Ausscheidungsfolge ein deutlich antithetisches Verhalten.

Ein bereits von BREITHAUPT beschriebener Co-Ni-As-haltiger Markasit (Lonchidit) weist auf die beginnende Co-Ni-Anreicherung der kommenden BiCoNi-Formation (Edle Geschicke) hin. Die festgestellten hohen As-Gehalte stammen vielleicht zu einem gewissen Teil aus korrodiertem Arsenkies I.

Arsenkies (FeAsS)

Eine Umlagerung des Arsenkieses aus der *kb*-Formation wurde vom Verfasser (1953) bereits schon einmal in Betracht gezogen. Auch TISCHENDORF (1955) diskutierte eine evtl. Mobilisation des Arsenkieses aus den älteren Paragenesen. Er verwirft jedoch diese Möglichkeit, weil damals aus spaltentektonischen Gründen ein Auftreten von älteren Erzformationen auf Spatgängen allgemein noch nicht angenommen wurde. Die neueren gangtektonischen Untersuchungen und die nähere Bestimmung der zonalen Verteilung der Freiburger Mineralparagenesen lassen den Absatz von älteren Paragenesen auch auf den Spatgängen des Reviere Halsbrücke als durchaus möglich erscheinen (s. Abschnitt D). Teilweise sind dieselben z. B. auf dem Paul Fl. bzw. in Form der „Breccie“ auch auf einigen anderen annähernd E-W streichenden Gängen bereits vertreten.

e) Die Formation der „Edlen Geschiebe“
(BiCoNiAg-Formation)

Diese jüngste „klassische“ Freiburger Erzformation entspricht völlig der im Westerkgebirge (Annaberg, Schneeberg, Johanngeorgenstadt) in größerem Maße auftretenden BiCoNiAg-Formation. Innerhalb des Freiburger Lagerstättenbezirkes besitzt sie dagegen eine geringere Intensität. Sie wurde teilweise erzmikroskopisch von KEIL (1931), TISCHENDORF (1955) und unter besonderer Berücksichtigung der Argyrodit-Canfieldit-Paragenese von NITZSCHE (1954) bearbeitet. Die neuen Aufschlüsse der vergangenen Jahre sowie ein gründliches Studium des bereits vorhandenen Sammlungsmaterials erbrachten auch hier für Freiberg wichtige Ergänzungen und Berichtigungen betreffs der paragenetischen Verhältnisse.

Genetisch schließt sie sich eng an die „*fba*-Formation“ an, die an sich nur eine für Freiberg bedingte Sonderausbildung innerhalb der älteren Baryte der BiCoNiAg-Formation darstellt.

Die verschiedene paragenetische Zusammensetzung gestattet eine Unterteilung in zwei getrennte Abfolgen:

1. Arsenidische Abfolge (Hauptmin.: Baryt, Flußpat; Co-Ni-Arsenide, Uranpechblende, ged. Silber und ged. Wismut.)
2. Karbonatische Abfolge (Hauptmin.: Karbonspäte; umgelag. Sulfidminerale, Silbersulfantimonide und -arsenide, Silberglanz III, ged. Silber III.)

Beide Abfolgen sind z. T. nur noch durch geringe tektonische Öffnungsbewegungen voneinander getrennt.

Gangarten

Baryt ($BaSO_4$)

Im Anschluß an die fünf Baryte der *fba*-Formation konnten innerhalb der „arsenidischen Abfolge“ nochmals zwei Barytgenerationen, Baryt VI und Baryt VII, unterschieden werden.

Ersterer ist in seinen Frühausscheidungen als Baryt VIa völlig von hornstein- bis chalcedonartigem Quarz bzw. auch von Karbonspäten und jüngeren Sulfiden pseudomorph verdrängt. Die als Baryt VIb bezeichneten Spätausscheidungen dieser Barytgeneration liegen dagegen noch zum größten Teil in weißgelb bis schwachrosa gefärbten, meist derben Aggregaten vor, die auf Drusen einen gerad- bis mittelschaligen Habitus (gekrümmte (011)-Flächen!) aufweisen. Charakteristisch für diesen Baryt ist sein oft gemeinsames Auftreten mit ged. Arsen (\rightarrow Arsenbaryt).

Der jüngste Baryt VII kommt vorwiegend in weißen, derb ausgebildeten Massen vor, die in Hohlräumen einen mittel- bis krummschaligen Habitus zeigen können. Allgemein tritt er mengenmäßig gegenüber dem Baryt VI zurück, von dem er einwandfrei, z. T. nur auf Grund seiner unterschiedlichen Spurengehalte, zu unterscheiden ist.

Spurengehalte:

Von den Baryten der „Edlen Geschicke“ konnten sieben Proben auf Ca, Sr, Pb, Fe und Mn untersucht werden. Die makroskopisch erkennbare Altersstellung und die verschiedenen Ca- und Sr-Werte lassen eine Zweiteilung in Baryt VIb (Arsenbaryt) und Baryt VII als gerechtfertigt erscheinen. Der älteste Baryt VIa, welcher wahrscheinlich mit Baryt VIb eine einzige zusammengehörige Barytgeneration darstellt, konnte nirgends mehr als Baryt angetroffen werden, sondern lag lediglich nur noch in Quarzpseudomorphosen vor.

Ca und Sr: Die vier untersuchten Proben vom Baryt IVb zeigten durchschnittlich CaSO_4 -Werte von 0,29 % und SrSO_4 -Werte von 2,6 %. TISCHENDORF (1955) analysierte ebenfalls sechs solche Barytproben, deren CaSO_4 - und SrSO_4 -Gehalte weitgehend den obigen Werten entsprechen (Durchschnitt 0,012 % CaSO_4 und 2,75 % SrSO_4). In der späteren Auswertung wurden diese Ergebnisse mit verwendet.

Die drei untersuchten Baryt-VII-Proben haben dagegen durchschnittliche Gehalte von 0,9 % CaSO_4 und 1,4 % SrSO_4 , d. h., die CaSO_4 -Werte zeigen eine ansteigende Tendenz, während die SrSO_4 -Werte relativ niedrig liegen.

Pb verhält sich in seinen Gehalten annähernd konstant. Die Durchschnittskonzentrationen betragen für Baryt VIb 0,003 % und für Baryt VII 0,004 %.

Fe und Mn: Die Gehalte dieser beiden Elemente zeigen innerhalb der beiden untersuchten Baryte keine wesentlichen Unterschiede. Die Durchschnittswerte betragen für Baryt VIb 0,13 % Fe und 0,03 % Mn und für Baryt VII 0,1 % Fe und 0,01 % Mn. Größere Verunreinigungen durch Fe- oder Mn-Mineralien sind hier auf Grund der Paragenese nicht zu erwarten.

Flußspat (CaF_2)

Gemeinsam mit Baryt VI tritt Flußspat VI auf. Er ist meist idiomorph nach (100) entwickelt. Die Farbe ist immer hell- bis dunkelblau. Manchmal tritt er auch in derben, lagenförmigen Aggregaten auf, wobei er teilweise von jüngeren Baryt- oder Quarztrümmern durchzogen sein kann.

TISCHENDORF (1955) stellte auf Grund von spektralanalytischen Untersuchungen fest, daß gegenüber den vorwiegend grünen bis gelben Flußspatvarietäten der *fa*-Formation bei den blauviolettten Flußspäten der „Edlen Geschicke“ eine gewisse Anreicherung von Fe, Al, Mg und Mn zu verzeichnen ist. Die Yttriumgehalte sind dagegen in allen Flußspäten ungefähr gleich. Elemente der „Seltenen Erden“ (Ce, La, Eu, Er, Yb) konnten nirgends sicher nachgewiesen werden.

Quarz (SiO_2)

Ähnlich wie in der *fa*-Formation spielt auch hier Quarz als Gangart und vor allem als Verdränger von Baryt und Flußspat eine gewisse Rolle (Bild 106).

Die SiO_2 -Zufuhr hat wahrscheinlich, wenn auch zeitweise in geringen Mengen, während der gesamten „arsenidischen Abfolge“ andauert. Da jedoch der Quarzabsatz nach der Abscheidung des Flußspates VI ein gewisses Maximum erreichte, wurde er an diese Stelle in die Paragenesentabelle 4 als Quarz VI eingereiht.

Man kann eine ältere, hornsteinartige Varietät und eine jüngere Varietät mit mehr chalcedonähnlichem Aussehen unterscheiden. Beide Quarzarten zeigen eine graue bis grauweiße Färbung. Allgemein ist mit dem geringeren Bildungs-

100 100 100
100 100 100
100 100 100



Bild 106 Vergr. 28 : 1
Revier Halsbrücke, Ludwig
Sp., 4. Gez.-Str.

Baryt VI und Flußspat VI
(grau) werden umhüllt und
korrodiert von jüngerem
Quarz VI (hellgrau). Randlich
(links unten) tritt mit Baryt
und Flußspat kristallisierter
Speiskobalt-Chloanthit (rein-
weiß) auf

alter eine mehr grobkörnige Beschaffenheit verbunden. Im Endstadium tritt der Quarz VI dann manchmal auch kristallisiert auf.

Karbonspäte

Nach dem Absatz der „arsenidischen Phase“ gab eine neue Durchbewegung nochmals Raum für karbonatische Lösungen (Bild 107).

Die abgeschiedenen Karbonspäte sind in ihrer Tracht und in ihrem Chemismus denjenigen der *eb*-Formation sehr ähnlich:

Siderit III (FeCO_3) liegt meist in allotriomorphen bis hypidiomorphen Aggregaten vor. Bezüglich der Tracht herrscht auch hier das Grundrhomboeder vor, dessen Flächen linsenförmige Krümmungen aufweisen. Die Farbe ist erbsengelb bis bräunlichgelb.

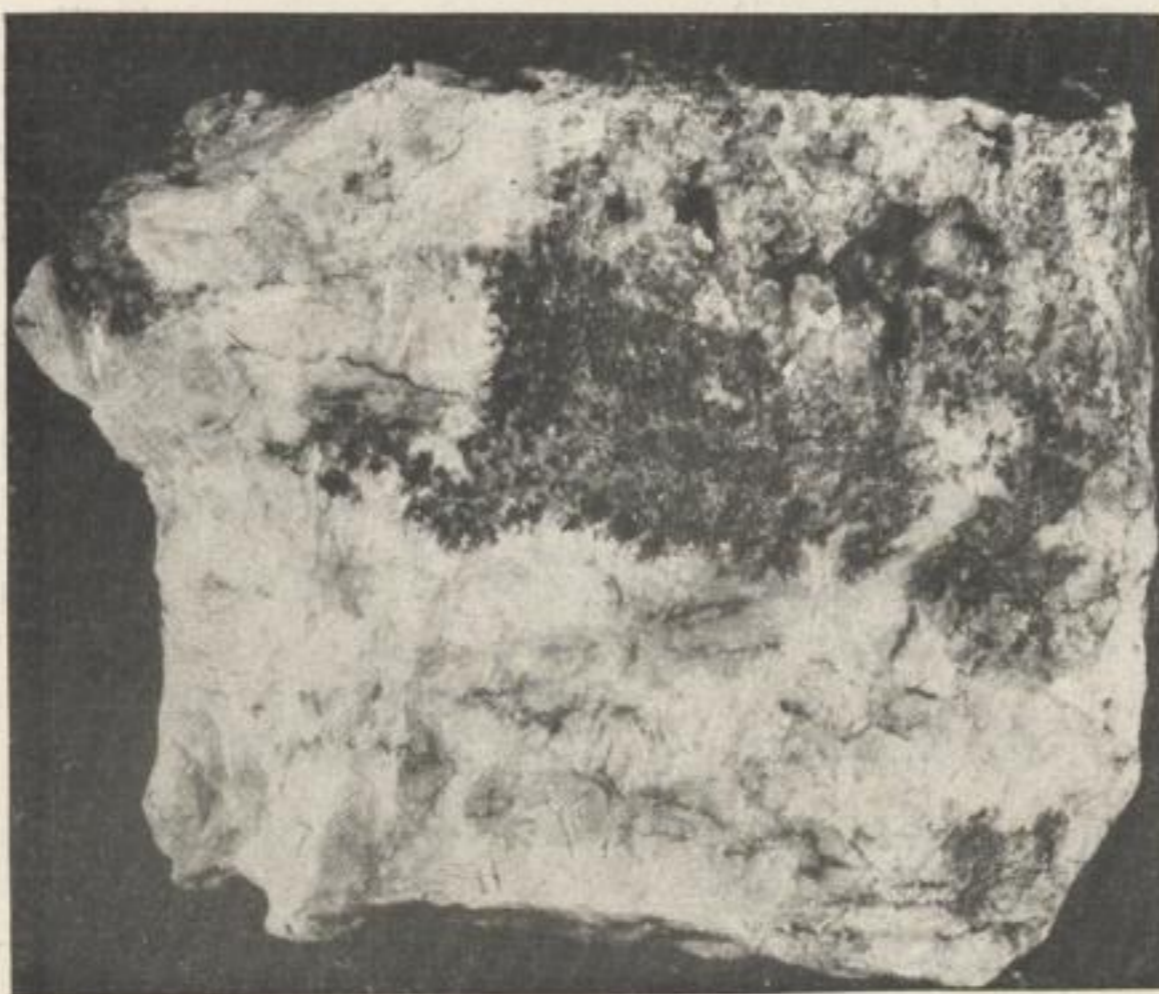


Bild 107 M. 1 : 2
Revier Freiberg (Abt. Mulden-
hütten), Friedrich Sp., 4. Gez.-
Str.

Im Baryt (weiß) der „arsenidischen Abfolge“ sitzen jüngere, z. T. kristallisierte Karbonspäte (grauweiß) mit Silbermineralien (schwarz)

Braunspat II ($\text{Ca}(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Mg})(\text{CO}_3)_2$) umschließt wahrscheinlich mehrere Mischungsglieder der Dolomitreihe. Die herrschende Kristallform ist analog wie beim Braunspat I der *eb*-Formation das Rhomboeder (1011) in z. T. subparalleler Verwachsung und mit sattelförmig gekrümmten Flächen. Die Spaltbarkeit ist deutlich bis vollkommen. Charakteristisch ist ein gewisser Perlmutterglanz, der manchmal in Glasglanz übergehen kann. Die Farbe ist vorwiegend gelblichweiß. Die von BREITHAUPT (1849) erstmalig beschriebenen Varietäten des „Tautoklins“ und „Tharandits“ würden auf Grund ihrer beobachteten Altersstellung (jünger als „Perspat“ der *eb*-Formation und Baryt-Flußspat der *fba*-Formation!) hier mit einzureihen sein. Die von FRENZEL (1874) angegebenen chemischen Analysen zeigen ihre Zugehörigkeit zur Dolomitgruppe. Eine im Rahmen dieser Arbeit durchgeführte Analyse des Tharandits bestätigte diese Annahme.

MÜLLER (1901) bezeichnete den Tharandit als eine der seltensten Braunspatvarietäten. Er tritt bevorzugt in Rhomboedern, aber auch in dichten Aggregaten auf. Die Farbe spielt vom Weißgelblichen bis ins Grünliche.

Gemeinsam mit dem Siderit III dient Braunspat II als Träger der wahrscheinlich umgelagerten Sulfide und der jüngeren Silberminerale aus den „Edlen Geschicken“. Sie weisen dadurch makroskopisch wie auch z. T. mikroskopisch eine große Ähnlichkeit mit den entsprechenden Paragenesen der *eb*-Formation auf. Am eindeutigsten ergibt sich die Altersstellung immer beim Aufsitzen auf den Baryt-Fluorit-Paragenesen der *fba*-Formation bzw. auf der „arsenidischen Abfolge“ der BiCoNi-Formation.

Kalkspat II (CaCO_3) ist in gut ausgebildeten Rhomboederkristallen nach (0112) vertreten. Die Farbe schwankt zwischen weiß und sattgelb, sie kann jedoch auch grünliche Tönungen annehmen. Als jüngster Karbonspat und damit auch als letzte ascendente Gangart der „Edlen Geschicke“ ist er vorwiegend nur mit den Letztausscheidungen von Silberglanz II und ged. Silber II vergesellschaftet.

Teilweise kam es auch zur deszendente (?) Bildung des rhombischen *Aragonits*, der in dichten, faserigen Aggregaten mit mittlerer Spaltbarkeit und gelber bis grünlicher Farbe auftritt.

Chemische Zusammensetzung

Vier in ihrer Altersstellung bekannte Proben wurden chemisch auf Fe, Mn, Mg und Ca sowie zusammen mit noch sechs weiteren Proben spektralanalytisch auf Ba, Sr und Pb untersucht. Bezüglich der gegenseitigen Isomorphiebeziehungen gilt auch hier das, was bereits bei den Karbonatspäten der *eb*-Formation gesagt wurde.

Die Auswertung der Ergebnisse lassen im Chemismus der hier untersuchten Karbonspäte eine große Ähnlichkeit mit demjenigen der *eb*-Karbonspäte erkennen (Bild 108).

Auch hier beginnen die Karbonatausscheidungen in Form von Siderit III mit dem Fe-reichsten Glied. Der Gehalt von 78,80% FeCO_3 entspricht dem Sideroplesit. Die Ionenradien gestatten eine gewisse isomorphe Vertretbarkeit des Fe“

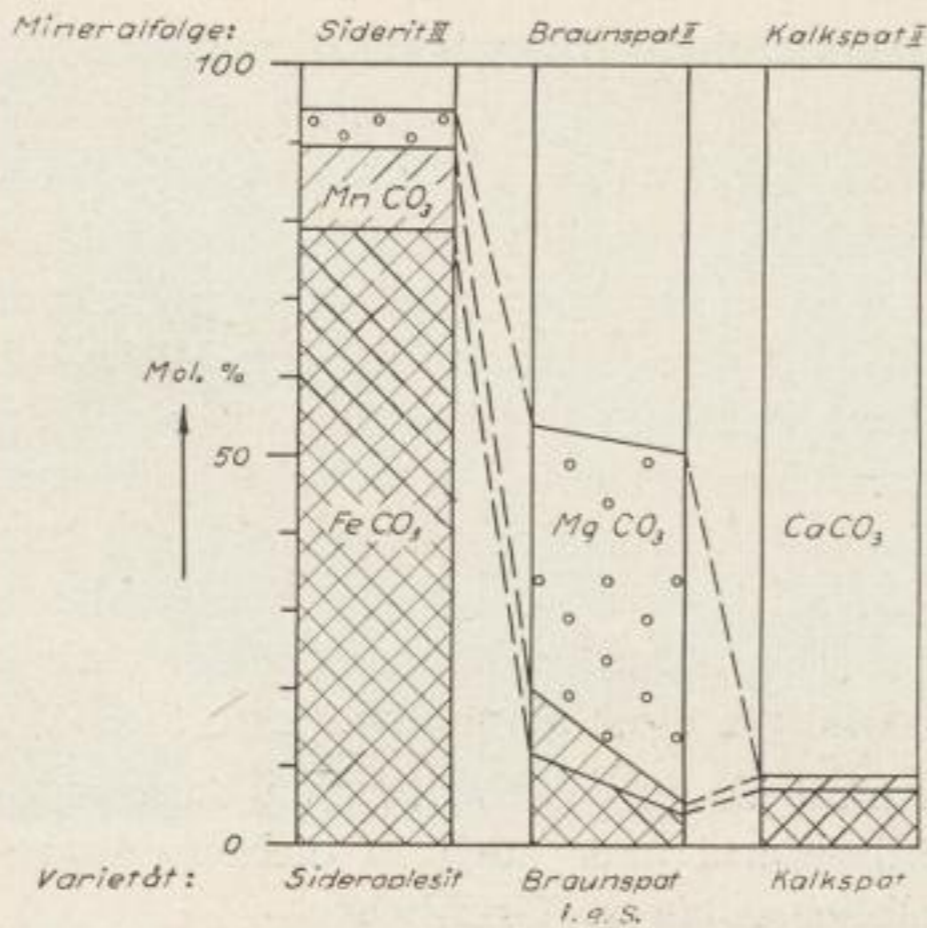


Bild 108

Die chemische Zusammensetzung der Karbonspäte aus den „Edlen Geschichten“

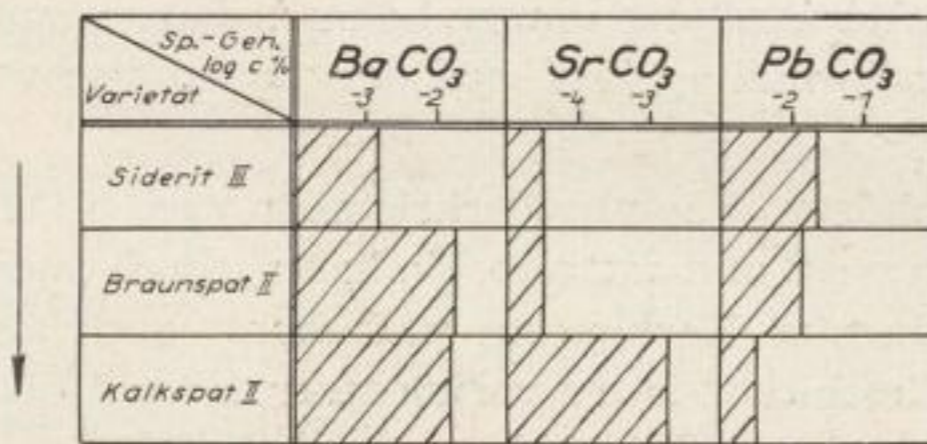


Bild 109

Minerogenetisches Spurendiagramm der Karbonspäte aus den „Edlen Geschichten“

(0,83 AE) durch Mn⁺⁺ (0,91 AE) und Mg⁺⁺ (0,78 AE). Im Gegensatz zu den Verhältnissen innerhalb der *eb*-Formation sind hier die Mn-Gehalte wahrscheinlich nicht für die Ausbildung eines eigenen Manganspats ausreichend gewesen. Es kommt vielmehr sofort zur Bildung des Braunspats II, der bei annähernd konstanten Ca-Gehalten (46,12 bis 50,47% CaCO₃) einen Wechsel im Verhältnis Mg:Fe aufweist (geringe Unterschiede der beiden Ionenradien!). Die Analysen zeigen, daß es sich beim Braunspat II um einen Braunspat im engeren Sinne handelt (Einteilung nach SCHÖKLITSCH 1935 und MEIXNER 1953). Gegenüber dem Braunspat sind hier die beiden Varietäten des Ankerits und Dolomits weniger deutlich ausgeprägt. Die Mg-Gehalte liegen mit durchschnittlich 39,96% MgCO₃ relativ hoch.

Ca erreicht mit dem Kalkspat II wieder in den Endausscheidungen sein Maximum. Charakteristisch ist das völlige Fehlen von Mg. Der große Unterschied der Ionenradien von Ca⁺⁺ (1,08 AE) und Mg⁺⁺ (0,78 AE) gestattet hier kaum noch eine Diadochie.

Die Auswertung der Spurenelementgehalte an BaCO₃ und SrCO₃ ergab mit abnehmender Bildungstemperatur eine gewisse Zunahme der beiden Elemente. Gegenüber den BaCO₃- und SrCO₃-Gehalten zeigt PbCO₃ eine fallende Tendenz (Bild 109).

In diesem Zusammenhang ist darauf hinzuweisen, daß *Barytocalcit* (BaCO₃ + CaCO₃) als seltene Erscheinung von einigen Gängen der Revierabteilung Himmelsfürst durch KOLBECK (1942) beschrieben wurde, nachdem bereits WEISBACH (1898) über das Vorkommen von reinem *Witherit* (BaCO₃) aus derselben Revierabteilung berichtete. In welchem Maße bei diesen extremen Ba-Anreicherungen deszendente Einwirkungen eine Rolle spielten, konnte noch nicht entschieden werden.

Lumineszenzerscheinungen im UV-Licht konnten eindeutig nur am Kalkspat II wahrgenommen werden, und zwar schwanken die Fluoreszenzfarben zwischen schwachorange und gelblichweiß.

*Erzminerale der „arsenidischen Abfolge“**Ged. Silber (Ag)*

Ged. Silber ist innerhalb der „Edlen Geschicke“ bereits unter den Erstausscheidungen zu finden. Charakteristisch ist seine Tendenz zur Skelettbildung. Bei diesen bereits von KEIL (1931) beschriebenen eigentümlichen „gestrickten“ Kristallformen treten bevorzugt Oktaeder-, weniger Würfelformen auf. Die Einzelkristalle schließen sich gern zu größeren symmetrischen Kristallreihen aneinander und bilden dann die bekannten gitterförmig orientierten Netzwerke (Bild 110). Genetisch sind diese Erscheinungen nicht einfach zu deuten.



Bild 110

M. 1 : 3,5

Revier Freiberg, Neuhoffnungs-Fl., ob. Gez.-Str.
Innerhalb der Gangspalte orientiert angeordnete
Kristallskelette von ged. Silber

Entsprechend den niedrigen Bildungstemperaturen ist anzunehmen, daß es sich bei den Mineralien der „arsenidischen Abfolge“ um mehr oder weniger gleichzeitige Gebildungen handelt, in welchen das ged. Silber als erstes Mineral in Skelettformen zur Auskristallisation kam und damit für die anderen Mineralien texturbestimmend wurde. Dabei ist weiterhin sehr wahrscheinlich, daß die Stellung des ged. Silbers als ältestes Mineral der BiCoNiAg-Formation dadurch bedingt ist, daß es sich hier z. T. um ged. Silber I der *eb*-Formation in primärer oder auch umgelagerter Form handelt. Als Endausscheidung der *eb*-Formation bildete es dann teilweise für die folgenden BiCoNi-Paragenesen die „Kristallisationszentren“, um die sich – evtl. auf Grund von elektrolytischen Wirkungen (KEIL 1933) – die CoNi-Arsenide konzentrisch anlagern konnten.



Bild 111 Vergr. 28 : 1
Revier Freiberg (Abt. Muldenhütten), Abendstern-Mg., 6. Gez.-Str.

Dendriten von ged. Silber, fast völlig in Silberglanz (grauweiß) umgewandelt, werden umkrustet von Rammelsbergit (reinweiß). Alles wird verdrängt von jüngerem Kalkspat (dunkelgrau), der nochmals ged. Silber II (weiße Einschlüsse außerhalb der Dendriten) brachte

Infolge der späteren geringen Schwefelzufuhr innerhalb der „karbonatischen Abfolge“ wurde teilweise dieses ged. Silber Ib in *Silberglanz* (Ag_2S) umgewandelt (Bild 111).

Die spektrographische Untersuchung einer Silberprobe ergab Gehalte an Pb (0,001), Ni (0,01), Sb (0,05), Cu (0,001), Mn (0,01), Au (sp.), Sn (0,001) und Ge (0,001).

Ged. Wismut (Bi)

In geringerer Verbreitung konnte auch ged. Wismut beobachtet werden (Bild 112). Analog dem ged. Silber wird es ebenfalls von den jüngeren CoNi-Arseniden umhüllt und ergibt damit mikroskopisch annähernd gleiche Strukturverhältnisse.

Im Gegensatz zum Silber sind die Wismutskelette meist unregelmäßig und seltener in symmetrischer Aneinanderreihung miteinander verwachsen. Die Skelettformen sind z. T. schlecht ausgebildete, verzernte Rhomboeder. Genetisch sind sie ähnlich den Silberskeletten zu deuten.

Auch hier wurde ein Teil des Wismuts durch eine spätere Schwefelzufuhr in *Wismutglanz* (Bi_2S_3) umgewandelt.

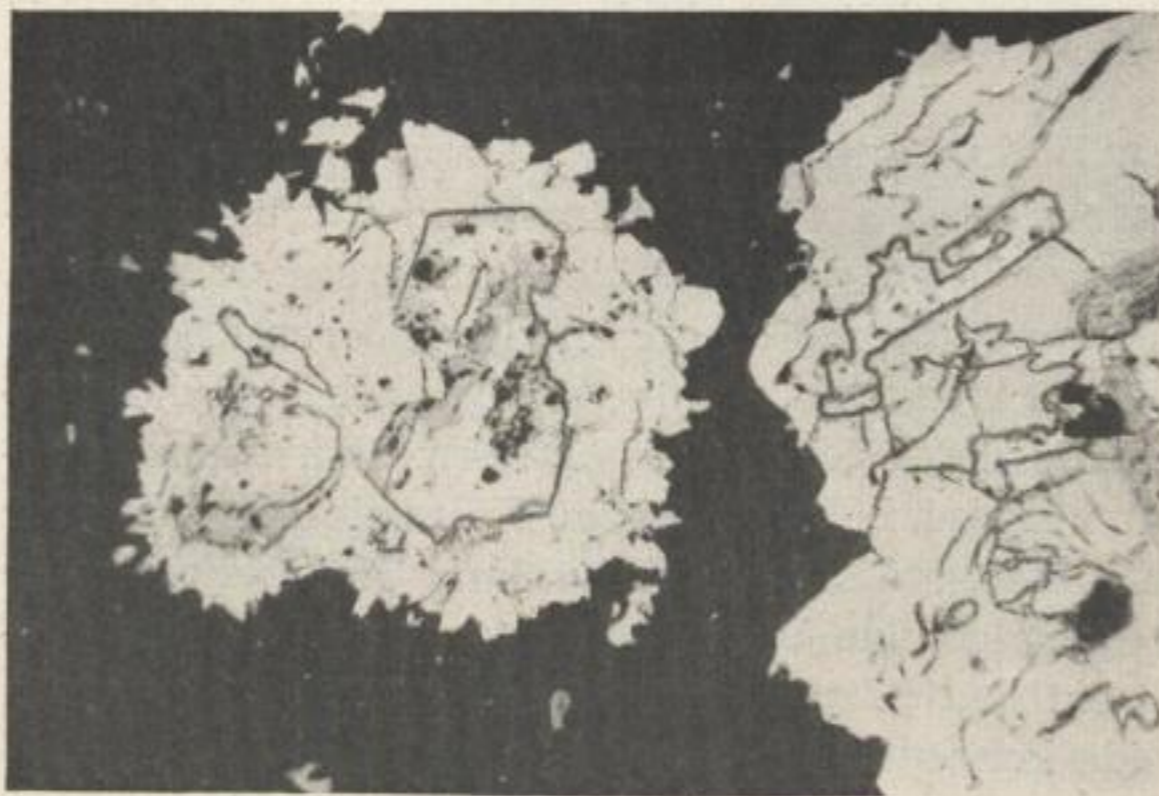


Bild 112 Vergr. 75 : 1
Revier Freiberg (Abt. Muldenhütten), Friedrich Sp., 6. Gez.-Str.

Kristallskelette von ged. Wismut (reinweiß), teilweise umgewandelt in Wismutglanz (hellgrau), werden umhüllt von Speiskobalt-Chloanthit und Safflorit (weiß), Gangart ist Flußspat mit etwas Karbonspat (beide schwarz)

Bild 113 Vergr. 28 : 1
 Revier Freiberg (Abt. Muldenhütten), Friedrich Sp., 6. Gez.-Str.

Speiskobalt-Chloanthit (weiß) mit ausgezeichneter Zonarstruktur im Flußspat (dunkelgrau) und Karbonspat (grau). Dieser verdrängt den Speiskobalt-Chloanthit. Innerhalb des Speiskobalts finden sich Negativformen von ausgelaugtem ged. Wismut (schwarz). Innerhalb der Gangarten sitzt feinkristalliner Safflorit



Speiskobalt-Chloanthit ((Co, Ni) As₂₋₃)

Innerhalb des Freiburger Lagerstättenbezirkes tritt, entsprechend dem ged. Wismut, Speiskobalt-Chloanthit in seiner Verbreitung zurück. Allgemein ist er immer mit ged. Wismut vergesellschaftet. Charakteristisch ist sein Zonenbau, der sowohl durch feine Härteunterschiede als auch infolge häufiger zonarer Verdrängung durch jüngere Mineralien (Gangart, Sulfide) deutlich in Erscheinung tritt (Bild 113). Wenn Speiskobalt-Chloanthit zusammen mit Rotnickelkies und Rammelsbergit auftritt, so wird er von beiden korrodiert. Selten wurden in ihm kleine Einschlüsse von Uranpechblende festgestellt.

Manchmal konnten randlich am Speiskobalt-Chloanthit deutliche Umwandlungen in *Pyrit/Markasit* (FeS₂), *Bravoit* ((Fe, Ni) S₂) und *Vaesit* (NiS₂) beobachtet werden (Bild 114). Dieselben werden wahrscheinlich ebenfalls wie die Bildung von Silberglanz und Wismutglanz auf den Einfluß einer geringen Schwefelzufuhr während der folgenden „karbonatischen Abfolge“ zurückzuführen sein. Die evtl. bei dieser Umwandlung, entsprechend dem steigenden S-Partial-

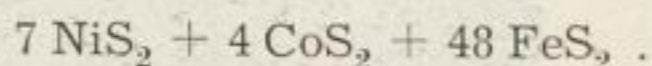
Bild 114 Vergr. 28 : 1
 Revier Brand, Schwarzfarbe Sp., 4. Gez.-Str.

Speiskobalt-Chloanthit (weiß) stark brecciös, wird verkitet von umgelagerter Zinkblende V (dunkelgrau) der „Edlen Geschicke“. Dabei wird der Speiskobalt-Chloanthit randlich umgewandelt in *Pyrit-Markasit*, *Bravoit* und *Vaesit* (alle hellgrau, porige Oberfläche)



druck, zu erwartenden Zwischenformen *Millerit* (NiS) und *Polydymit* (Ni₃S₄) konnten bisher noch nicht einwandfrei beobachtet werden.

Im Bravoit ist allgemein ein gewisser Gehalt an CoS₂ anzunehmen. Die Oberfläche dieser Mineralien weist oftmals eine gewisse porige Rauigkeit auf. Härteunterschiede zum Speiskobalt-Chloanthit waren kaum feststellbar. Die Färbung reichte vom Speisgelb (Pyrit) über Rosagelb (Bravoit) bis in den graubraunen Bereich (Vaesit). RAMDOHR (1955) konnte ähnliche Erscheinungen an Speiskobalt-Chloanthiten von Schneeberg beobachten. Bereits MÜLLER (1901) beschreibt das Vorkommen eines sogenannten nickel- und kobalthaltigen Pyrits von der Himmelsfürst Fdgr. (Rev. Brand). Nach einer chemischen Analyse von KOLBECK ergab sich dabei eine Zusammensetzung von



Anscheinend wird es sich hier um ähnliche Umwandlungserscheinungen des primären Speiskobalt-Chloanthits in Bravoitmischkristalle handeln.

Rotnickelkies (NiAs), *Rammelsbergit* und *Pararammelsbergit* (NiAs₂)

Die beiden ersteren Mineralien sind in den „Edlen Geschicken“ die verbreitetsten Arsenide. Vorwiegend treten sie dabei in Paragenese mit ged. Silber auf (Bild 115). Beim Rotnickelkies sind idiomorphe Strukturen selten. Entsprechend der gelförmigen Entstehung, entwickelten sich dichte, konzentrische Aggregate, die im einzelnen aus radial angeordneten, feinfasrigen Kristallen bestehen. Durch relativ steigende Arsenzufuhr geht der Rotnickelkies häufig randlich über in Rammelsbergit und Pararammelsbergit (Bild 116).

Auch der Rammelsbergit zeigt meist feinfasriges Gefüge, wobei die „eisblumenartigen“ Strukturen des Rotnickelkieses und Rammelsbergits völlig ineinander übergehen können. Zwillingslamellierung ist immer vorhanden. Der Pararammelsbergit sitzt in jüngeren, z. T. idiomorph ausgebildeten Krusten auf den älteren Arseniden.

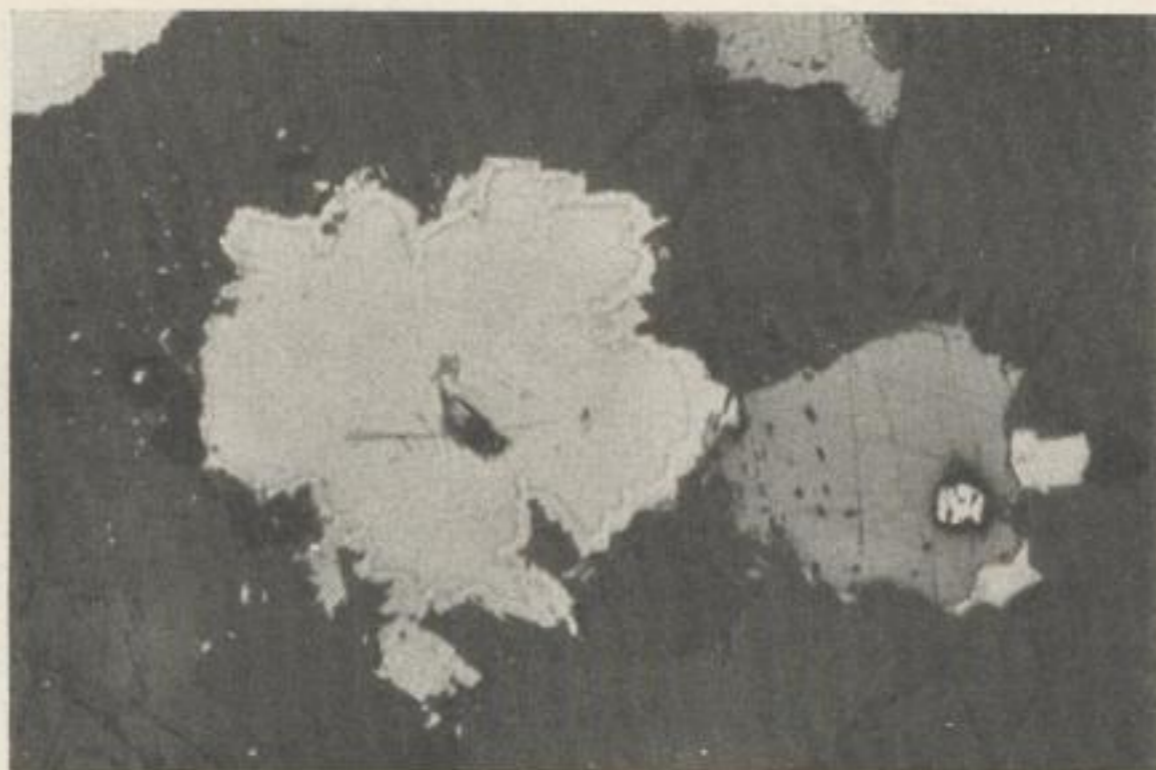


Bild 115 Vergr. 28 : 1
Revier Freiberg, Kühschacht
Sth., ob. Gez.-Str.

Skelettformen von ged. Silber werden umkrustet von Rotnickelkies (dunkleres Grauweiß) und Rammelsbergit (helleres Grauweiß). Zonar um die Ag-Dendriten verläuft perlschnurartig ein zweiter Ag-Absatz (jetzt in Silberglanz umgewandelt). Dies deutet auf eine rhythmische Ag-Ausscheidung hin

Bild 116 Vergr. 28 : 1
Revier Freiberg, Ludwig Fl.,
3. Gez.-Str.

Rammelsbergit (grauweiß) mit
einem Saum von Pararam-
melsbergit (helleres Grauweiß,
Relief). Daneben im jüngeren
Karbonspat (schwarzgrau)
Proustite II (grau) mit Kupfer-
kies (reinweiß) und älterem
Pyrit (weiß, Relief)



Safflorit (CoAs₂)

Das Kobaltarsenid tritt gegenüber dem Nickelarsenid im Raum von Freiberg etwas zurück. Es zeigt damit ein dem ged. Wismut analoges Verhalten, mit dem es häufig zusammen auftritt (Bild 112). Kennzeichnend für Safflorit sind vor allem seine Zwillingsbildungen nach (110), welche die charakteristischen „Saffloritsternchen“ liefern. Bei der leichten Ersetzbarkeit des Co durch Fe ist eine Vergesellschaftung des Safflorits mit *Löllingit* (FeAs₂) analog den Schneeberger Verhältnissen (KEIL 1931) anzunehmen. Jedoch konnte einwandfreier Löllingit bisher nur selten beobachtet werden. Durch die spätere Schwefelzufuhr wurde z. T. der Safflorit pseudomorph in Pyrit umgewandelt (Bild 117).

Ged. Arsen (As)

Als Endausscheidung der „Arsenidischen Abfolge“ ist das häufig mit dem Baryt VI b (Arsenbaryt) zusammen auftretende ged. Arsen anzusehen. Die Arsen-



Bild 117 Vergr. 96 : 1
Revier Freiberg (Abt. Mul-
denhütten), Dittrich Sth., 6.
Gez.-Str.

Pyritpseudomorphosen nach
Safflorit in Zinkblende



Bild 118 Vergr. 28 : 1, N +
Revier Halsbrücke, Halsbrük-
ker Sp., Tiefe Hilfe Gottes
St.-S.

Ged. Arsen mit ausgezeich-
netem konzentrischem Scha-
lenbau („Scherbenkobalt“)
wird korrodiert von jüngeren
Karbonaten (weiß, Innenre-
flexe)

konzentration der Thermallösungen erreichte damit ihren Höhepunkt. Das ged. Arsen zeigt meist einen konzentrischen Schalenbau und wurde daher von den Alten häufig auch als „Scherbenkobalt“ bezeichnet (Bild 118).

Parallel zum schaligen Aufbau bzw. auch auf durchsetzenden Trümmern treten häufig Mineralien der jüngeren „karbonatischen Abfolge“ auf (Tetraedrit IV, Proustit II, umgelagerte Sulfide, Karbonspat).

Die manchmal deutlich beobachtbare Rhythmik im Schalenbau läßt auf wechselnde Sb-Gehalte schließen (RAMDOHR 1955).

Die spektralanalytische Untersuchung zweier ged. Arsenproben ergab Gehalte an Co (0,001 bis 0,1), Ni (0,1), Bi (0,01 bis 0,001), Sb (0,1 bis 0,5!), Cu (0,0001 bis 0,01), Mn (0,001 bis 1,0), Ag (0,05 bis 0,1) sowie Spuren an Ge und Mo.

Uranpechblende ($UO_2-U_3O_8$)

Als wesentliches, nicht arsenidisches Mineral tritt Uranpechblende II in geförmigen, perlschnurartig aneinandergereihten Aggregaten auf. Diese sind aus zahlreichen kugeligen Einzelindividuen zusammengesetzt, die vorwiegend konzentrisch-schalige Strukturen mit radialen Schrumpfungsrissen bilden.

Betreffs der Altersstellung ist festzustellen, daß die Uranpechblende II noch vor den Arseniden zur Abscheidung gelangte. Sie ist etwa gleichaltrig mit Speiskobalt-Chloanthit, jedoch jünger als ged. Silber und ged. Wismut, die sie manchmal konzentrisch umkrustet. Die Bearbeitung von KEIL (1931) sowie neuere Untersuchungen an äquivalentem Material der BiCoNiAg-Formation aus den Revieren Schneeberg, Johanngeorgenstadt und Annaberg stellten bisher drei rhythmische Uranpechblendeausscheidungen innerhalb der „arsenidischen Abfolge“ fest. Da die meisten der BiCoNiAg-Gänge nach der Teufe zu vorwiegend Paragenesen der *eba*-Formation führen, ist anzunehmen, daß die Uranpechblende II aus der Uranpechblende I der *eba*-Formation umgelagert worden ist. Paragene-

tisch würde damit das alleinige Auftreten des Uranoxydes innerhalb der „arsenidischen Abfolge verständlich“¹¹.

Die spektrochemische Untersuchung von drei Pechblendeproben ergab Gehalte an Pb (0,1), Co (0,1), Ni (0,001), Bi (0,001), As (0,1), Sb (0,01), Cu (0,01), Mn (0,1), Ag (1,0), Ge (0,001), V (0,1) und Mo (0,0001).

Gersdorffit (NiAsS)

Gersdorffit ist vorzugsweise nur auf Sprüngen und Rissen innerhalb der älteren Arsenide zu finden. Sein Auftreten am Schluß der „arsenidischen Abfolge“ läßt auf einen beginnenden Schwefelgehalt in den Thermallösungen schließen.

Umlagerungen

Nach Abschluß der „arsenidischen Phase“ tritt mit einer wahrnehmbaren tektonischen Durchbewegung (12. Öffnungsbewegung) die „karbonatische Abfolge“ der „Edlen Geschicke“ in Erscheinung. Mit den älteren Karbonspäten treten zunächst ähnlich wie bei der *eb*-Formation vorwiegend Sulfide auf, die wahrscheinlich zu einem wesentlichen Teil ebenfalls als umgelagert angesehen werden können.

Bleiglanz (PbS)

Die Verbreitung von Bleiglanz IV innerhalb der „Edlen Geschicke“ ist nur gering. Meist tritt er als ältestes Sulfid der „karbonatischen Abfolge“ auf und verdrängt teilweise die älteren Silber- und Arsenidparagenesen (Bild 119).

Regelmäßige entmischungsartige Einschlüsse konnten in ihm nicht beobachtet werden. Demnach muß sein hoher Silbergehalt (MÜLLER 1901) wahrscheinlich auf Verwachsungen mit jüngeren Silbermineralien zurückgeführt werden.



Bild 119 Vergr. 50 : 1
Abt. Himmelfürst, Freiesleben Sth., 1/2 14. Gez.-Str. Karbonspäte (dunkelgrau) der *eb*-Formation mit Pyrit III, Silberglanz I (hellgrau) und Stephanit werden umkrustet vom Rammelsbergit (reinweiß) der „Edlen Geschicke“. Alles wird verdrängt von jüngerem Bleiglanz IV (weiß). Am oberen Bildrand Reste von verdrängter Zinkblende V (grau)

¹¹ Nach einem Analysenbefund von SCHERTEL (1899) zeigte eine Uranpecherzprobe aus der Himmelfürst Fdgr. (Revier Brand) einen extrem hohen C-Gehalt (14,32%). Vermutlich wird es sich dabei um ein heterogenes Mineralgemenge (nach SCHERTEL evtl. mit *Whewellit*) gehandelt haben.

Die durch NITZSCHE (1954) erfolgte spektrochemische Untersuchung von vier Bleiglanzproben vom Argyrodit Sp. ergab relativ hohe Gehalte an Ge (0,1 %) und Ag (0,3 %), welche wahrscheinlich zum größten Teil auf Verunreinigungen zurückzuführen sind.

Kupferkies (CuFeS_2)

Ähnlich wie bei der *fba*-Formation tritt auch in der „karbonatischen Abfolge“ Kupferkies als Durchläufermineral auf. Seine Intensität ist jedoch sehr gering. Bevorzugt ist er an Tetraedrit IV und Bleiglanz IV gebunden. Manchmal tritt er als Kontaktprodukt zwischen Tetraedrit und Proustit auf.

Zinkblende-Schalenblende (ZnS)

Zinkblende V tritt vorwiegend in Gelform als Schalenblende auf. Sie ist jünger als Speiskobalt-Chloanthit (Bild 114), wird dagegen selbst häufig von Gelpyrit umkrustet (Bild 120). Dies deutet auf einen primär kolloiden Absatz und anschließende Rekristallisation hin. Charakteristisch sind für die Schalenblende die braunen bis hellgelben Innenreflexe.



Bild 120 Vergr. 28 : 1, N +
Revier Brand, Schwarzfarbe
Sp., 4. Gez.-Str.

Zinkblende V als Schalenblende (Innenreflexe!) wird umkrustet von Melnikowit-Pyrit V (grauweiß, opak)

Wahrscheinlich gehört auch hierher der von OELSNER (1930) beschriebene Wurtzit, der als radial-fasrige ZnS-Modifikation innerhalb der Zinkblende beobachtet wurde.

Der mittels chemischer Analyse bestimmte Fe-Gehalt der Zinkblende V liegt mit 2,71 % Fe wesentlich unter den Gehalten der Zinkblenden I und III der *kb*- bzw. *eb*-Formation. Der festgestellte Zn-Gehalt belief sich auf ca. 56,0 %.

Spurengehalte:

Von der ausschließlich als „Schalenblende“ vorliegenden umgelagerten Zinkblende V wurden sieben Proben auf Cu, Mn, Cd, Sn, Co, In, Tl, Ga, Ag, Ge und Hg untersucht.

Cu und **Sn**: Gegenüber den Zinkblenden der *kb*- und *eb*-Formation zeigen die Schalenblenden eine größere Armut an Cu und Sn. Die Durchschnittsgehalte liegen

bei 0,4 % Cu und 0,25 % Sn. Entmischungserscheinungen von Kupferkies bzw. Zinnkies konnten in keiner Schalenblende beobachtet werden.

Mn ist in den Schalenblenden ebenfalls in z. T. wesentlich niedrigeren Gehalten vertreten als in den älteren Zinkblenden. Analog der niedrigeren Bildungstemperatur liegt der Durchschnittsgehalt bei 0,04 % Mn. Die Konzentrationen scheinen annähernd vom Fe-Gehalt abhängig zu sein.

Cd: Eine wesentliche Veränderung in den Cd-Gehalten gegenüber denjenigen der älteren Zinkblenden konnte auch hier nicht festgestellt werden. Die durchschnittlichen Cd-Werte liegen bei 0,6 % Cd.

Co konnte in keiner untersuchten Probe nachgewiesen werden.

In: Die bereits bei den *eb*-Zinkblenden beobachtete Tendenz der analog der Bildungstemperatur abnehmenden In-Gehalte konnte auch bei den Schalenblenden weiterhin verfolgt werden. Die Konzentrationen liegen bei 0,001 % bis zu Spuren < 0,001 % In.

Tl zeigt in den Schalenblenden eine deutliche Anreicherung (Durchschnittsgehalt 0,06 % Tl!). Die bevorzugte Tl-Konzentrierung in den Schalenblenden stimmt mit den von SCHROLL (1953 a und b) gemachten Beobachtungen überein. Ein eigenes Thalliummineral, wie z. B. Hutchinsonit [(Tl, Pb) Ag₂As₁₀S₁₇], welches in dieser Paragenese durchaus zu erwarten wäre (SEELIGER 1954), konnte bisher noch nicht mit Sicherheit festgestellt werden.

Ga war nicht in allen Schalenblenden vorhanden. Der Durchschnittsgehalt liegt bei 0,0001 %. Gegenüber den älteren Zinkblenden scheint eine geringe Abnahme der Ga-Werte vorzuliegen.

Ag wird z. T. bis über 1 % angereichert. Der größte Ag-Anteil muß wahrscheinlich auf beigemengte Silberminerale (Silbersulfantimonide und -arsenide, evtl. Argyrodit, Silberglanz und ged. Silber) zurückgeführt werden.

Ge ist in den Schalenblenden am stärksten angereichert. Mit Konzentrationen, die z. T. über 0,1 % erreichen, ist die Blende als relativ Ge-reich zu bezeichnen. Infolge dieser starken Anreicherung war es möglich, daß innerhalb der „Edlen Geschicke“ Freibergs sich ein eigenes Silbersulfgermanid in Form des Argyrodits (Ag₈GeS₆) bilden konnte.

Hg war bei zwei Proben in Spuren nachzuweisen.

Zinnkies (Cu₂FeSnS₄)

Wahrscheinlich umgelagerter Zinnkies konnte nur einmal auf jüngeren Trümmern innerhalb der Schalenblende festgestellt werden.

Pyrit/Markasit/Melnikowit (FeS₂)

Sowohl Pyrit V als auch Markasit IV treten vorzugsweise in z. T. rekristallisierten Gelformen als Melnikowit-Pyrit bzw. Melnikowit-Markasit auf (Bild 121). Der Markasit ist fast immer in Paragenese mit Pyrit zu beobachten. Dieses Nebeneinanderauftreten von Pyrit und Markasit läßt, ähnlich wie schon z. T. bei der *fa*-Formation, auf einen neutralen Lösungscharakter schließen. Weiterhin ist anzunehmen, daß infolge der niedrigthermalen Bildungsbedingungen die Eisensulfide zunächst nach der Ausscheidung als kristalline Gele in Form von Melnikowit-Pyrit und Melnikowit-Markasit entstehen, um erst im Laufe der Zeit durch weitere Rekristallisation und verstärktes Kristallwachstum in eindeutigen Pyrit V bzw. Markasit IV überzugehen.



Bild 121 Vergr. 50 : 1
 Revier Brand (Abt. Himmels-
 fürst), Wiedergefunden Glück
 Sth., 7. Gez.-Str.

Deutliche Strukturen von Mel-
 nikowit-Markasit, welcher
 teilweise bereits zu Marka-
 sit IV (grauweiß) rekristalli-
 sierte. Als jüngere, verdrän-
 gende Mineralien treten auf:
 Karbonspat (dunkelgrau)
 Proustit II (hellgrau) und ged.
 Silber II (reinweiß)

Gegenüber der Schalenblende tritt der Pyrit-Markasit in seiner Intensität etwas zurück. Ganz junge, vorwiegend auf Drusen beobachtbare Bildungen von *Speerkies* sind als deszendente Umlagerungen aufzufassen.

Quarz (SiO_2)

Mit den Sulfiden zusammen vorkommend und ebenfalls als umgelagert anzusehen, tritt ein junger, häufig kristallisierter Quarz VII auf. Er ist als letzte aszendente SiO_2 -Abscheidung innerhalb des Freiburger Mineralbildungsbereiches anzusehen.

Primäre Erzminerale der „karbonatischen Abfolge“ Rotgültigerze

Proustit (Ag_3AsS_3), Pyrargyrit (Ag_3SbS_3)

Hinsichtlich seiner Intensität überwiegt in den „Edlen Geschicken“ der Proustit II den Pyrargyrit II. Häufig ist Proustit mit ged. Arsen verwachsen, wobei

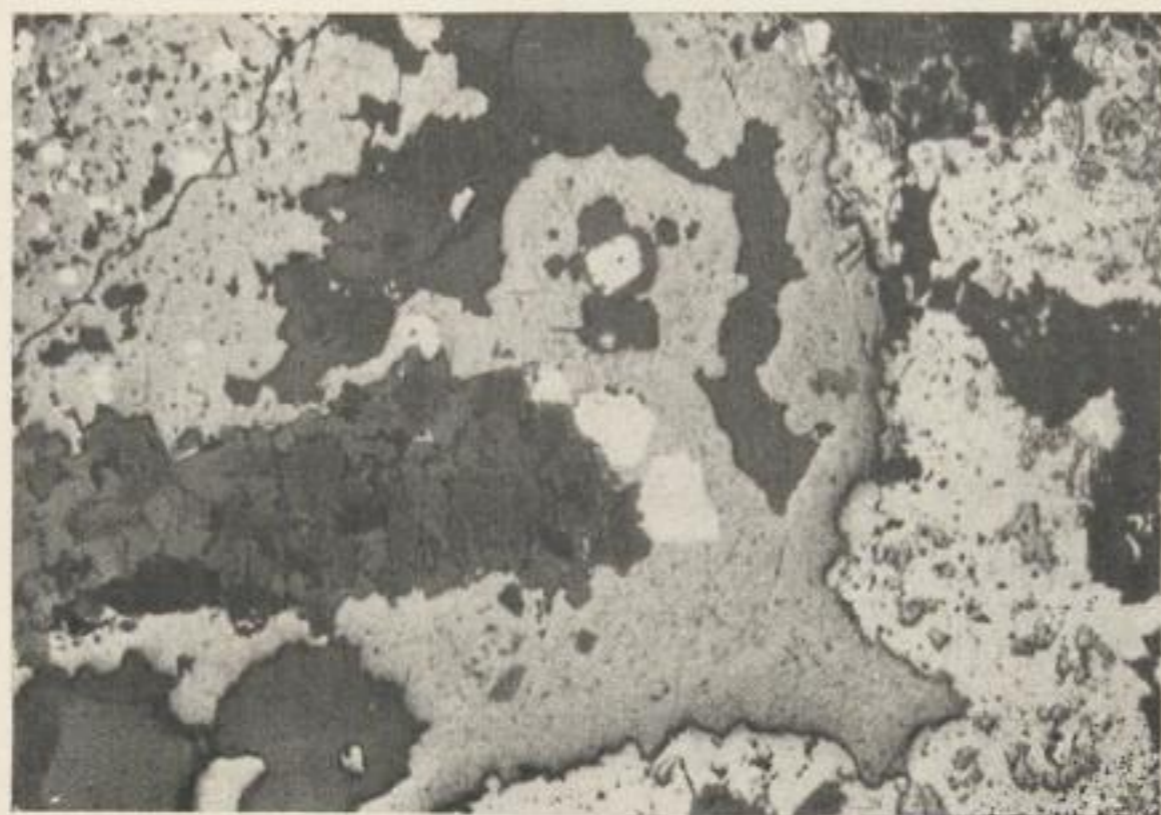


Bild 122 Vergr. 28 : 1
 Revier Brand, Schwarzfarbe
 Sp., 4. Gez.-Str.

Karbonspäte der *eb*-Forma-
 tion (dunkelgraugefleckte Par-
 tie) werden umkrustet von
 Speiskobalt-Chloanthit (weiß),
 Schalenblende (grau) und
 Kalkspat II (dunkelgrau, glatt)
 der „Edlen Geschicke“. Mit
 dem Kalkspat kommt Prou-
 stit II (grauweiß), der große
 Teile der Schalenblende wie-
 der verdrängt und z. T. noch
 Korrosionsrelikte enthält

er bevorzugt parallel dem Schalenbau des letzteren angeordnet ist. Weiterhin durchtrümpert er Arsen auf jüngeren Spältchen gemeinsam mit Karbonaten und Tetraedrit. Charakteristisch ist dabei das Auftreten eines Reaktionssaumes von Kupferkies an der Berührungsfläche des Proustits mit dem Tetraedrit.

Allgemein ist Proustit II neben dem Tetraedrit IV als ältestes Silbermineral der „Edlen Geschicke“ anzusehen. Gegenüber den umgelagerten Sulfiden tritt er oft als Verdränger auf (Bild 122). Mit den Silbersulfantimoniden zeigt er manchmal myrmekitische Verwachsungen. Pyrargyrit II hat wohl die gleiche Extensität wie der Proustit, doch in der Menge tritt er teilweise etwas zurück.

Fahlerze ((Cu, Ag)₃ (Sb, As) S₃)

Von den Fahlerzen konnte hauptsächlich nur Tetraedrit IV beobachtet werden. Dabei ist ein gewisser beigemischter Anteil an As und Ag als wahrscheinlich anzunehmen. Gemeinsam mit den Rotgültigerzen ist er das älteste Silbermineral der „karbonatischen Abfolge“. Meist befindet sich Tetraedrit IV in Paragenese mit Bleiglanz IV und Proustit II. Neben letzterem ist er einer der wichtigsten Silberträger der „Edlen Geschicke“.

Silberkiese

Sternbergit (AgFe₂S₃), Argyropyrit (Ag₃Fe₇S₁₁), Argentopyrit (AgFe₃S₅)

Diese relativ seltenen Mineralien wurden von MÜLLER (1901) beschrieben und von WEISBACH analysiert. Alle treten bevorzugt mit ged. Arsen, Proustit und Pyrargyrit vergesellschaftet innerhalb der „karbonatischen Abfolge“ auf. Auf Drusen bilden sie mimetisch hexagonale Kristalle. Mikroskopisch konnten sie jedoch auf Grund ihrer bisher beobachteten geringen Verbreitung noch nicht eindeutig gegeneinander abgegrenzt werden.

Clausthalit (PbSe)

Nach MÜLLER (1901) ist sporadisch auf den Gangkreuzen auch „Selenbleierz“ aufgetreten. Neuerdings konnte diese Beobachtung noch nicht wieder bestätigt werden, doch kann in Verbindung mit einer gewissen Selenanreicherung in den Endausscheidungen der Freiburger Mineralisation durchaus mit dem Absatz von eigenen Selenmineralien gerechnet werden. Zumindest ist auf Grund der ähnlichen Ionenradien von S (1,74 AE) und Se (1,91 AE) ein verstärkter isomorpher Einbau des Se in die Sulfide anzunehmen.

Jamesonit (Pb₄FeSb₅S₁₄)

Jamesonit wurde innerhalb der „Edlen Geschicke“ ebenfalls von MÜLLER (1901) beschrieben. Neuerdings war er jedoch in dieser Erzformation weder makroskopisch noch mikroskopisch nachzuweisen.

Stephanit (Ag₅SbS₄)

Stephanit II ist nur in geringen Mengen meist gemeinsam mit Silberglanz II beobachtet worden. Als eine der letzten Mineralausscheidungen war er manchmal auch auf Drusen als freie Kristallbildung in pseudohexagonalen Zwillingen nach (110) anzutreffen.

Von NITZSCHE (1954) wurden vier Proben spektralanalytisch positiv auf As (0,1 bis 0,5 ‰) und Ge (< 0,001 ‰) geprüft.

Polybasit-Pearceit ($\text{Ag}_{16}(\text{Sb}, \text{As})_2\text{S}_{11}$)

Bei dem relativen Arsenreichtum der „Edlen Geschicke“ ist wahrscheinlich mit einem gewissen As-Anteil in der Formel des Polybasits II zu rechnen, wenn auch das reine As-haltige Endglied der Mischkristallreihe Pearceit ($\text{Ag}_{16}\text{As}_2\text{S}_{11}$) wohl kaum zum Absatz gelangt sein dürfte. Erzmikroskopisch lassen sich beide nach RAMDOHR (1955) nicht einwandfrei trennen.

Auch hier konnten in Drusen gut ausgebildete pseudo-hexagonale Kristalle mit charakteristischer Dreieckstreifung auf (001) beobachtet werden.

Die spektrochemische Untersuchung einer Probe von NITZSCHE (1954) ergab Gehalte an As (0,5 ‰) und Ge (0,03 ‰).

Argyrodit (Ag_8GeS_6) und *Canfieldit* ($\text{Ag}_8(\text{Ge}, \text{Sn})\text{S}_6$)

Als eine der jüngsten Bildungen der „Edlen Geschicke“ tritt Argyrodit auf, der bereits von WEISBACH (1886) beschrieben und von WINKLER (1886) chemisch analysiert wurde. Neuerdings erfolgte durch NITZSCHE (1954) eine weitere röntgenographische und spektralanalytische Untersuchung des Argyrodits.

Die dabei von NITZSCHE (1954) festgestellte und vom Verfasser erneut bestätigte allgemeine Ge-Anreicherung in den jüngeren, niedrigthermaleren Mineralparagenesen der *eb-*, *fb-* und vor allem der BiCoNiAg-Formation ermöglichten die Bildung eines eigenen Germaniumminerals in Form des Argyrodits. Auf Grund der mikroparagenetischen Betrachtungen (Abschn. C II) dürfte an der azendenten Entstehung desselben im Rahmen der „Edlen Geschicke“ kein Zweifel mehr bestehen.

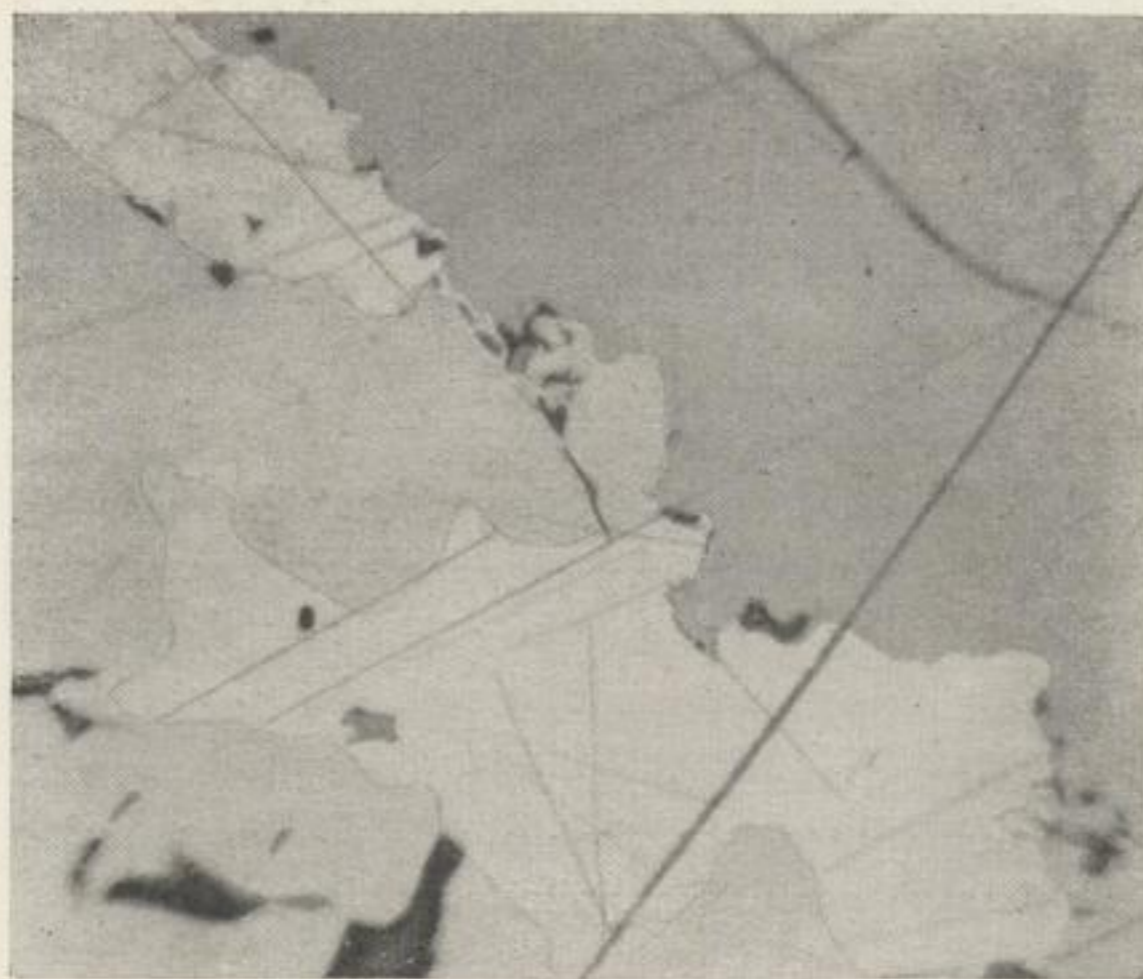


Bild 123 Vergr. 423 : 1

Abt. Himmelsfürst, Argyrodit Sp., 12. Gez.-Str.

Argyrodit (dunkleres Grau) verdrängt Silberglanz (weiß) und Rotgültigerz (helleres Grau) (aus NITZSCHE, 1954)

Der Argyrodit überzieht meist in nierenförmigen Krusten die älteren Karbonate und Sulfide der „karbonatischen Abfolge“, gegen die er auch häufig als direkter Verdränger auftritt. Manchmal korrodiert Argyrodit die jüngeren Silberminerale, die er z. T. in seiner Ausscheidung zu überlappen scheint (Bild 123). Er selbst wird von den jüngsten Karbonspäten, Silberglanz II und deszendiert umgelagertem Markasit (Speerkies!) korrodiert.

Als seltene Erscheinung wurde von NITZSCHE (1954) auf dem Freiesleben Sth. (Abt. Himmelsfürst, Revier Brand) Canfieldit gefunden. Mikroskopisch erscheint er als jüngste Bildung gemeinsam mit ged. Silber II auf Korngrenzen in den Karbonspäten. Betreffs des damit verbundenen Auftretens von Sn in den Endparagenesen ist die Annahme wahrscheinlich, daß die geringen Sn-Gehalte aus den älteren korrodierten zinnreichen Paragenesen dieses Ganges stammen.

Die spektrochemische Überprüfung von fünf Argyroditproben durch NITZSCHE (1954) zeigte Gehalte an Sb (0,01 %) und As (0,001 bis 0,5 %). Die Untersuchung von vier Canfielditproben ergab schwankende Gehalte an Sn (0,01 bis >1,0 %) und geringere Gehalte an Sb (0,001 %) und As (0,001 bis 0,01 %).

Silberglanz (Ag_2S)

Gegenüber dem Silberglanz I der *eb*-Formation tritt Silberglanz II innerhalb der „Edlen Geschicke“ wesentlich zurück. Als „Silberschwärze“ überkrustet er in schwarzen Überzügen die älteren Mineralien. Fast immer ist der Silberglanz II mit ged. Silber II vergesellschaftet, wobei sich beide Mineralien wechselseitig verdrängen können. Gegenüber dem Proustit II nimmt Silberglanz II immer eine jüngere Stellung ein (Bild 124).

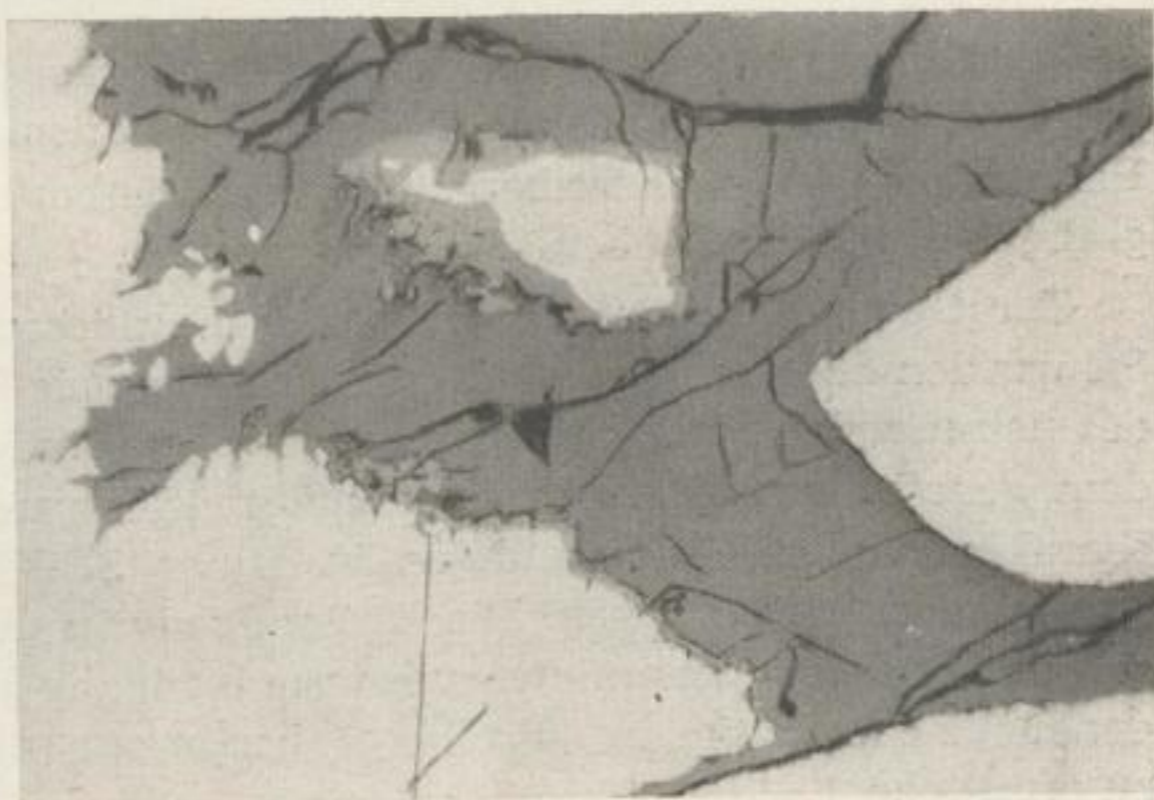


Bild 124 Vergr. 75 : 1
Revier Brand, David Sth.,
5. Gez.-Str.

Silberglanz II (grau) als „Reaktionssaum“ zwischen dem älteren Proustit II (dunkelgrau und dem jüngeren ged. Silber II (weiß)

Die spektrochemische Untersuchung von vier Silberglanzproben aus den „Edlen Geschicken“ durch NITZSCHE (1954) ergab Gehalte an Sb (0,001 bis 0,01) und Ge (0,01 bis 0,03).

Ged. Silber (Ag)

Als letzte primäre Ausscheidung der Freiburger Mineralisation tritt noch einmal ged. Silber auf. Vom ged. Silber I der *eb*-Formation unterscheidet sich das ged. Silber II durch seine Paragenese. Es ist jünger als die Arsenide und die anderen Silberminerale. Meist ist es vergesellschaftet mit Proustit II und mit Silberglanz II, die es z. T. verdrängt (Bild 124). Gegenüber den oftmals „gestrickten“ Formen des ged. Silbers I ist für das ged. Silber II eine feinkörnige, allotriomorphe Struktur charakteristisch.

Die Spektralanalyse einer ged. Silber-II-Probe ergab Gehalte an Pb (0,001), Ni (0,01), Sb (0,05), Cu (0,001), Mn (0,01), Sn (0,001), Ge (0,001) und Au (sp.).

Neben diesen primären Ausscheidungen von ged. Silber ist ein gewisser Silberanteil auf deszendente Bildungen innerhalb der Zementationszone zurückzuführen. Dieses sekundäre „Zementationssilber“ hatte gegenüber den Primärabsätzen in den ältesten Betriebszeiten für Freiberg wahrscheinlich die größere bergwirtschaftliche Bedeutung.

Oxydationsprodukte

Der Vollständigkeit wegen sei erwähnt, daß natürlich auf den Freiburger Erzgängen im Rahmen der Oxydationsvorgänge die mannigfaltigsten deszenten Umlagerungsbildungen der Primärminerale anzutreffen sind. Im Rahmen dieser Arbeit ist es unmöglich, auf diese Mineralauscheidungen mit ihren reichhaltigen Erscheinungsformen einzugehen. Es soll daher an dieser Stelle auf die eingehende ältere Literatur (BREITHAUPT 1849, COTTA und TRÖGER 1854, FRENZEL 1874, MÜLLER 1901) verwiesen werden.

II. MIKROPARAGENESEN EINIGER HAUPTMINERALIEN

Als Zusammenfassung der durchgeführten spektralanalytischen Untersuchungen wird im Folgenden das Verhalten der wichtigsten Spurenelemente (SE) in den Hauptmineralien des Freiburger Lagerstättenbezirkes an Hand einiger SE-Diagramme noch einmal übersichtlich dargestellt.

Zur Gewinnung eines möglichst anschaulichen Bildes von der Abfolge der SE wurden die einzelnen SE-Konzentrationen als Funktion der Generationsfolge des betreffenden Hauptminerals aufgetragen. Dadurch ließen sich, entsprechend dem genetischen Alter bzw. der Bildungstemperatur des jeweiligen Minerals, charakteristische Veränderungen in seiner SE-Vergesellschaftung (Mikroparagenese) deutlich erkennen. Die Unterschiede in den Mikroparagenesen der einzelnen Mineralien gestatteten wiederum, für die Bildungsbereiche der verschiedenen „Erzformationen“ Freibergs bestimmte minerogenetische Leitelemente zu ermitteln.

Nach den bisherigen Untersuchungsergebnissen ließ sich innerhalb der Mineralien Arsenkies, Pyrit-Magnetkies-Markasit, Zinkblende-Schalenblende, Bleiglantz, Baryt und Karbonpat eine z. T. deutliche Differentiation der SE beobachten.

Auf die genetische Bedeutung bestimmter SE für die Freiburger Lagerstätte wurde schon in den Arbeiten von LEUTWEIN-HERRMANN (1954), NITZSCHE (1954), TISCHENDORF (1955) und TÖLLE (1955) hingewiesen. Ihre Ergebnisse wurden in dieser Arbeit mit berücksichtigt.

a) Arsenkies

Von den Arsenkiesen wurden Arsenkies I der *kb*-Formation und Arsenkies III der *eb*-Formation als bedeutendste Vertreter ihrer Art innerhalb des Freiburger Lagerstättenbezirkes auf ihre SE-Gehalte untersucht. Hinsichtlich ihrer Altersfolge lassen sie eine unterschiedliche Verteilung der SE erkennen, die auf eine mehr oder weniger bevorzugte Wanderung der SE während der Umlagerung (*kb*-Arsenkies I → *eb*-Arsenkies III) hinweisen (Bild 125):

1. Co, Ni, Sb und Ag zeigen vom Arsenkies I zum Arsenkies III eine z. T. deutliche Anreicherung. Dabei ist die Zunahme der Co-Gehalte etwas ausgeprägter als diejenige der Ni-Gehalte. Das annähernde Parallelgehen von Sb und Ag gibt zur Vermutung Anlaß, daß ein gewisser Anteil beider SE als Spurenmineral (Tetraedrit = Freibergit) vorliegt.
2. Mn bleibt in seinen Konzentrationen annähernd konstant; evtl. könnte man eine geringe Abnahmetendenz erkennen.
3. Bi, Sn, Cu und Mo zeigen gegenüber den SE der 1. Gruppe ein gegenläufiges Verhalten. Besonders bei Sn und Mo ist die abnehmende Tendenz sehr deutlich und charakteristisch ausgeprägt, da beide als typische Ele-

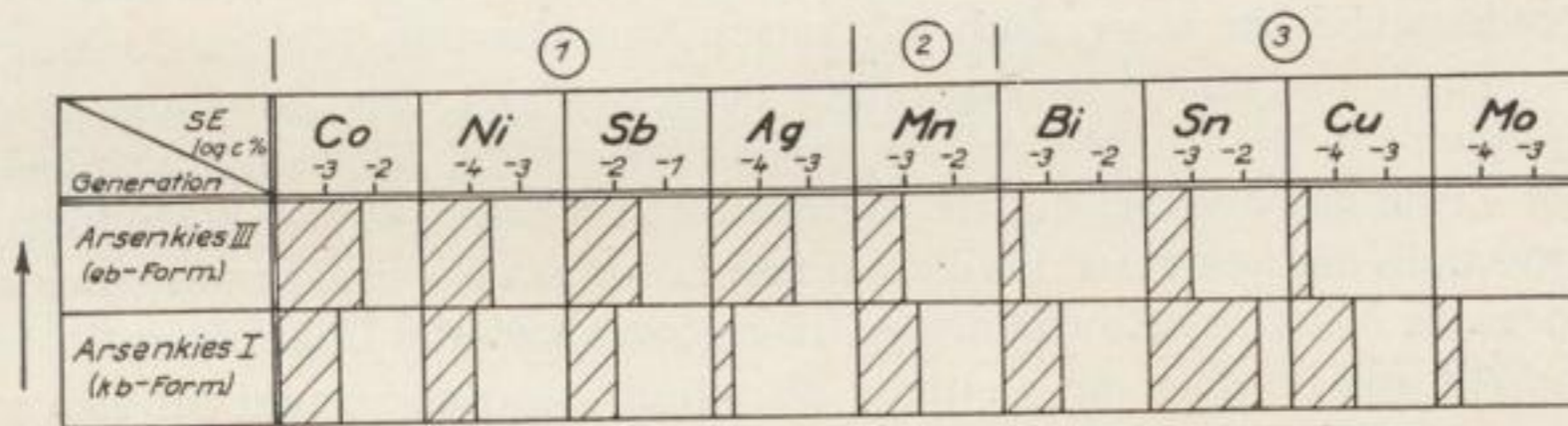


Bild 125. Minerogenetisches Spurendiagramm der Arsenkiese

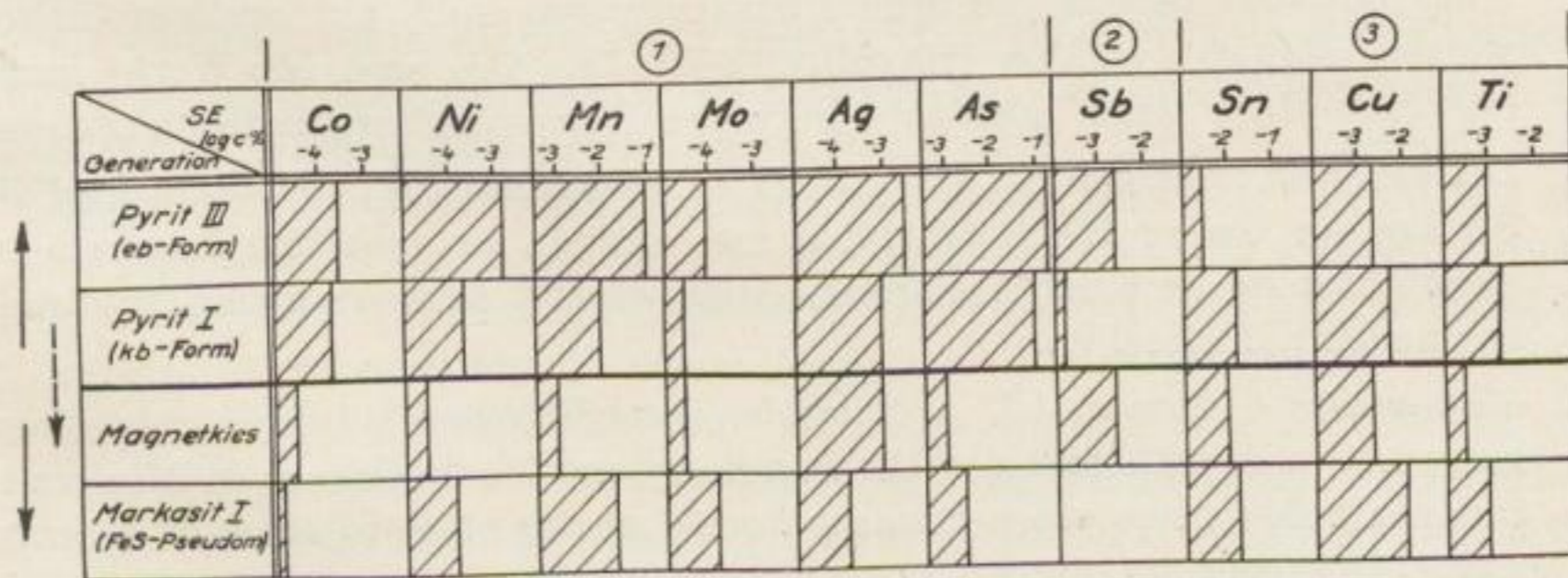


Bild 126. Minerogenetisches Spurendiagramm der Eisensulfide

mente der Frühparagenesen ihre maximalen Konzentrationen in dem katarthermalen Bereich der *kb*-Paragenesen haben.

b) Pyrit, Magnetkies und Markasit

Die Freiburger Eisensulfide zeigen in ihrer Altersfolge und Umwandlungsfolge (*kb*-Pyrit I \rightarrow *eb*-Pyrit III; Magnetkies \rightarrow Markasit I) ebenfalls einen charakteristischen Ablauf in der Differentiation ihrer SE (Bild 126):

1. *Pyrit I* \rightarrow *Magnetkies*. Die meisten SE, vor allem Co, Ni, Mn, As, Sn, Cu und Ti, lassen vom Pyrit zum Magnetkies eine z. T. deutliche Konzentrationsabnahme erkennen. Dies mag wohl einerseits durch den verschiedenen Gitterbau bedingt sein, doch andererseits sind auf Grund der gleichen chemischen Hauptelemente beider Mineralien analoge Beziehungen bezüglich des Einbaus von SE möglich. Eine Isomorphie von Co, Ni und Cu zum Fe des Pyrits bzw. Magnetkieses wird z. T. angenommen (ROST 1939, HEGEMANN 1941), während As nach NEUHAUS (1942) in fester Lösung vorliegt. Die durchschnittlichen Co- und Ni-Gehalte sind sowohl im Pyrit als auch im Magnetkies annähernd gleich hoch, obwohl im Pyrit teilweise die Einzelgehalte von Co um eine Größenordnung höher liegen können als die von Ni. Ag und Mo wurden im Pyrit I und Magnetkies in gleichen Konzentrationen angetroffen, während Sb im Magnetkies stärker angereichert ist und demnach ein gegenläufiges Verhalten zu allen anderen SE zeigt.
2. *kb-Pyrit I* \rightarrow *eb-Pyrit III*. Wie aus dem Spurendiagramm ersichtlich ist, trat bei der Umlagerung des Pyrits eine Wanderung der SE ein, die bei gewissen SE zu einer noch stärkeren Anreicherung führte. So läßt sich innerhalb des *eb*-Pyrits gegenüber dem *kb*-Pyrit eine Zunahme der Gehalte an Co, Ni, Mn, Mo, Ag, As und Sb feststellen. Wahrscheinlich hat u. a. der Lösungscharakter die SE-Differentiation dahingehend beeinflußt, daß innerhalb der neutralen bis alkalischen Lösungen der *eb*-Formation eine bevorzugte Mitausscheidung dieser SE erfolgen konnte. Dabei kann in bezug auf Ag und Sb noch ein weiterer „Zuschuß“ aus den an und für sich schon Ag- und Sb-reichen Hydrothermen der *eb*-Formation angenommen werden. Betreffs der höheren As- und Ag-Gehalte in den niedrigthermaleren Pyriten konnten bereits ähnliche Beobachtungen auch auf anderen Lagerstätten gemacht werden (HAWLEY 1952). Die Co- und Mo-Werte lassen ebenfalls einen wennauch sehr geringen Konzentrationsanstieg erkennen. Demgegenüber zeigen Sn, Cu und Ti ein gegenläufiges Verhalten. Im Falle Sn konnte bisher HAWLEY (1952) auf einigen kanadischen Lagerstätten ebenfalls eine gewisse Abnahme, entsprechend der sinkenden Bildungstemperatur, feststellen.
3. *Magnetkies* \rightarrow *Markasit I*. Analog den Verhältnissen bei der Pyritumlagerung hat auch während der Umwandlung des Magnetkieses in Markasit I innerhalb des \pm neutralen Bildungsbereiches der *eb*-Formation eine bevorzugte Anreicherung einiger SE stattgefunden. So sind vor allem bei Ni, Mn, Mo, As, Sn, Cu und Ti deutliche Konzentrationserhöhungen nachzuweisen,

wobei die Zunahme bei Ni, Mn und Mo besonders deutlich und bemerkenswert ist. Demgegenüber zeigen Co, Ag und Sb ein gegenläufiges Verhalten. Co und Sb sinken in ihren Gehalten dabei praktisch bis unter die Nachweisgrenze ab. Da die Umwandlung des Magnetkieses in Markasit I gleich am Anfang der „*eb*-Abscheidung“ erfolgte, lassen die relativ niedrigen Sb- und Ag-Gehalte des Markasits evtl. darauf schließen, daß die ersten Karbonatlösungen der *eb*-Formation ebenfalls noch relativ Sb- und Ag-arm gewesen sein müssen.

Die außer den bereits erwähnten SE noch nachgewiesenen Gehalte an V und Tl waren in sämtlichen Eisensulfiden in gleichbleibenden Konzentrationen vertreten ($< 0,001\%$) und zeigten untereinander keine wesentlichen Abhängigkeiten.

c) Zinkblende

Auch bei den Freiburger Zinkblenden lassen die unterschiedlichen Mikroparagenesen eine sehr deutliche Abhängigkeit von den Bildungsbedingungen, insbesondere den Bildungstemperaturen, erkennen. Auf Grund der verschiedenen SE-Differentiationen kann man folgende drei Elementgruppen unterscheiden (Bild 127):

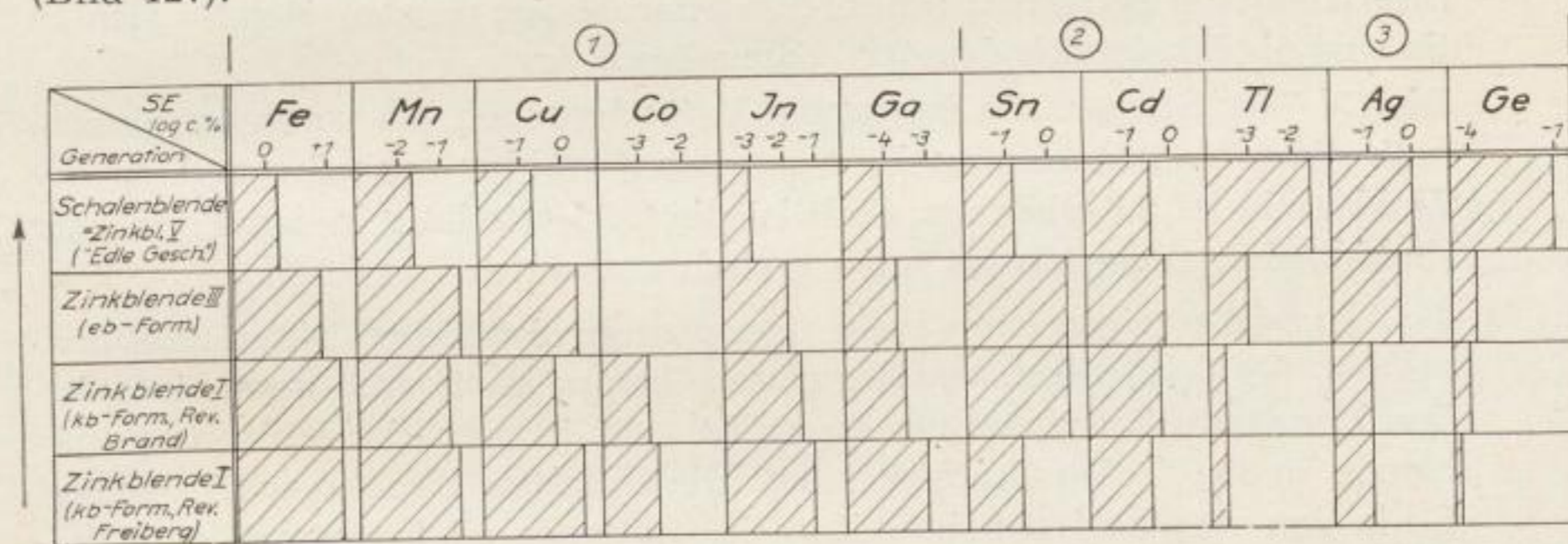


Bild 127. Minerogenetisches Spurendiagramm der Zinkblenden

1. Fe, Mn, Cu, Co, In, Ga. Die Konzentrationen dieser SE zeigen alle mit sinkender Bildungstemperatur eine abnehmende Tendenz. Alle sechs Elemente weisen in den katathermalen *kb*-Zinkblenden des Freiburger Reviers die höchsten Gehalte auf. Relativ hohe Werte an Fe, Mn, Cu, Co und In als Charakteristikum für katathermale Zinkblenden sind auch auf Grund anderer Arbeiten (OFTEDAL 1940, STOIBER 1940, WARREN und THOMPSON 1945, SCHROLL 1950 u. a.) bekannt geworden. Im Gegensatz dazu zeigt Ga sonst ein umgekehrtes Temperaturverhalten.

Fe, Mn und Cu zeigen in ihrem Verhalten eine gewisse Parallelität, die z. T. vom gemeinsamen Gebundensein an Spurenminerale (Kupferkies- und Magnetkiesentmischungen) herrühren wird. Die etwas höheren Mn-Gehalte der *eb*-Zinkblenden können durch evtl. Verunreinigungen der Gangart (Manganspat) verursacht worden sein. Weiterhin ist der plötzliche

Cu-Anstieg innerhalb der Zinkblende III der *eb*-Formation auf die dort auftretenden Tetraedritmischungen („verglaste“ Blende!) zurückzuführen. Aus diesem erneuten, primären „Zuschuß“ erklärt sich demnach die Unterbrechung in der Abnahmetendenz des Cu.

Eine besonders deutlich ausgeprägte Abhängigkeit von der Bildungstemperatur zeigen die Co- und In-Gehalte, Co als Leitelement der katathermalen *kb*-Zinkblenden und In als charakteristisches Spurenelement ebenfalls hochthermalen Paragenesen. Vor allem In zeigt innerhalb der Zinkblenden Freibergs ein ähnliches temperaturabhängiges Verhalten wie das Bi im Bleiglanz, dem es auch in seiner räumlichen Verbreitung annähernd parallel läuft.

2. Sn und Cd erreichen z. T. ihre Maxima in den kata- bis mesothermalen *kb*- und *eb*-Zinkblenden von Brand. Sie heben sich demnach hinsichtlich ihrer Differentiation von allen anderen SE deutlich ab. Da lediglich 0,1% Sn in das Zinkblendegitter aufgenommen werden kann (SCHROLL 1953 b), liegt der größte Teil des Sn in Zinnkiesentmischungen vor. Diese zeigen ihre größte Verbreitung, entsprechend dem Verlauf der Sn-Gehalte, im Raum von Brand. Sporadisch auftretende Zinnsteinvorkommen können auf Grund ihrer relativen Seltenheit praktisch vernachlässigt werden. Relativ arm an Sn sind die Schalenblenden der „Edlen Geschicke“.

Die Cd-Werte zeigen die geringsten Veränderungen, sie verbleiben innerhalb einer Größenordnung. Eine gewisse Anreicherung wäre evtl. in der Zinkblende III zu erkennen, doch ist die Cd-Verteilung in den Freiburger Zinkblenden allgemein als nicht typisch anzusehen.

3. Tl, Ag und Ge zeigen einen mehr oder weniger deutlichen Differentiationsverlauf, der demjenigen von der ersten Gruppe annähernd gegenläufig ist. Das Konzentrationsmaximum dieser SE tritt in der Schalenblende (Zinkblende V) der „Edlen Geschicke“ auf. Die einzelnen Gehalte an Tl, Ag und Ge in den verschiedenartigen ZnS-Generationen sind demnach sehr charakteristisch. Vor allem kann das Ge neben dem Tl als Leitelement für die Mikroparagenese der niedrigthermalen Zinkblenden (Schalenblenden) Freibergs angesehen werden. Ein Teil des Ag ist wie das Cu als erneuter „Zuschuß“ zu erklären. Charakteristisch ist weiterhin die Tatsache, daß Zinkblende V (Schalenblende) mit den höchsten Ge-Anreicherungen auch gewisse Spurengehalte von Hg aufweist.

Nach den qualitativen Untersuchungen der altersmäßig zwischen den *eb*-Zinkblenden und den Schalenblenden stehenden Zinkblenden der *fa*-Formation durch TISCHENDORF (1955) zeigen dieselben ebenfalls deutliche Gehalte an Cu, Cd, Ag, Tl und vor allem In (!) und Ge. Damit würden sich auch die *fa*-Zinkblenden betreffs ihrer Mikroparagenese in das allgemeine Differentiationsschema einordnen lassen. Die evtl. dagegensprechenden relativ hohen In- und Cu-Gehalte könnten durch die wahrscheinliche Umlagerung dieser Zinkblenden aus der In- und Cu-reichen Blende der *kb*-Formation und der damit verbundenen Wanderung der SE ihre Erklärung finden.

Zusammenfassend kann folgender Konzentrationsablauf für die SE der Freiburger Zinkblenden angenommen werden:

katathermal		mesothermal		epithermal
In, Co	→	Sn	→	Ge, Tl
Cu		(Cu)		Ag
(Sn)		(Ag)		(Hg)

Der Verteilung der SE in den verschiedenartigen und -thermalen Zinkblenden entspricht auch eine bestimmte regionale Verbreitung innerhalb des Freiburger Lagerstättenbezirks (Bild 128). Im Raum der „Himmelfahrt Fundgrube“ (Revier Freiberg) mit den katathermalen Zinkblenden sind die höchsten In- und Cu-Gehalte anzutreffen. Auf den tieferen Gezeugstrecken tritt hier auch noch Co auf. Daran anschließend erstreckt sich, entsprechend dem niedrigeren Thermalbereich, der sogenannte „Sn-Gürtel“, der sich von der Abt. „Muldenhütten“ über die „Junge hohe Birke“ bis in die mittleren Grubenfelder des Reviers Brand erstreckt. In den südlichen Teilen des Reviers schließen sich daran dann die „Leitelemente“ der meso- bis epithermalen Zinkblenden (Schalenblenden) Ge, Tl und Ag an.

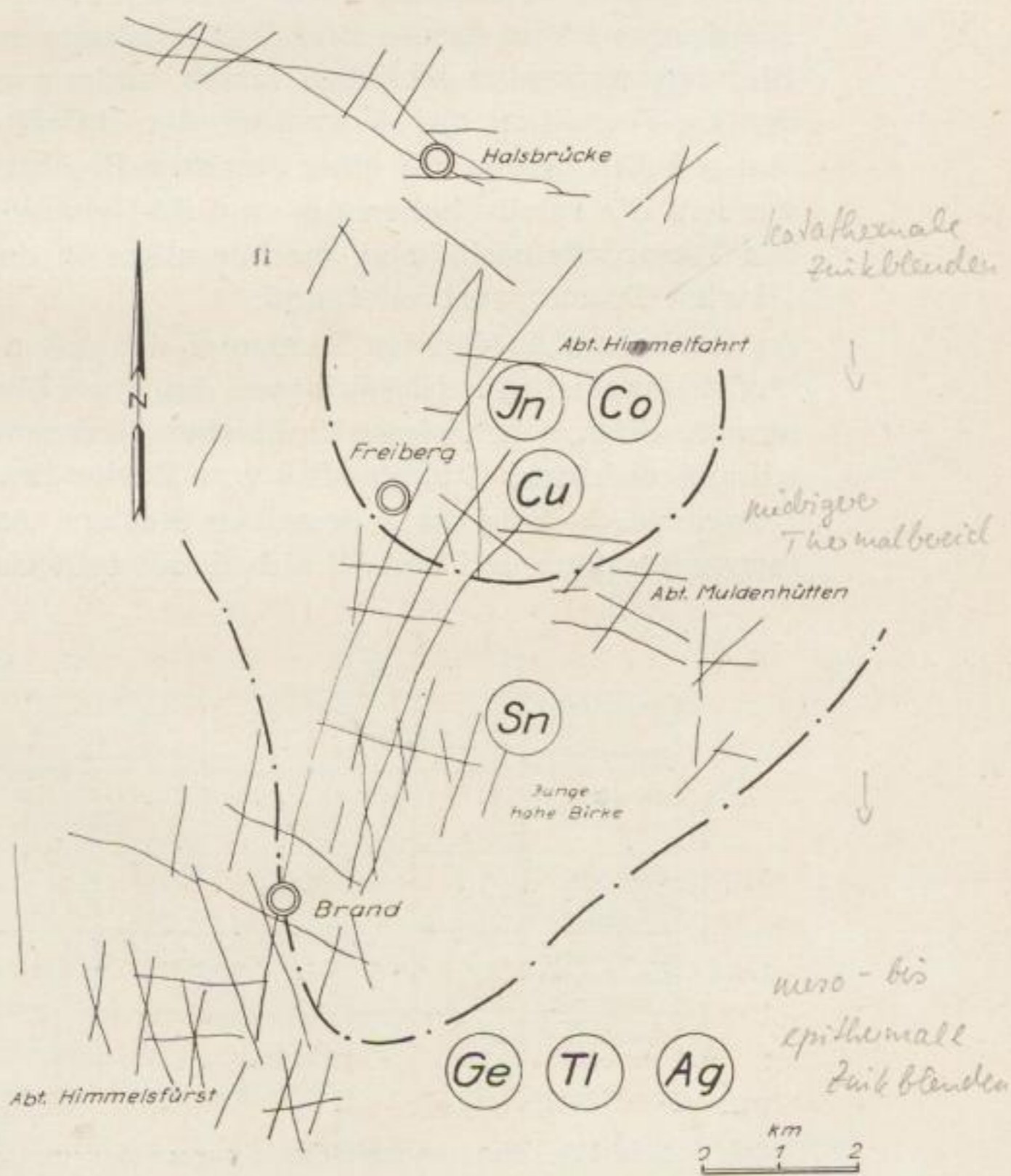


Bild 128
Die regionale Verteilung der Spurenelemente auf Grund der zonalen Verbreitung der Freiburger Zinkblenden

d) Bleiglanz

Betrachtet man das Verhalten der SE in den verschiedenen Bleiglanzen, so kann man zwei verschiedene Differentiationswege unterscheiden (Bild 129):

1. Bi, Ag und Sb zeigen ein z. T. übereinstimmendes Verhalten, und zwar richten sich die Gehalte an Ag und Sb annähernd nach der Bi-Konzentration. Erklärbar ist diese Erscheinung durch den Einbau des α -Schapbachits in das Bleiglanzgitter und durch das häufige Auftreten des Tetraedrits als „Spurenmineral“ im Bleiglanz. Die höheren Ag- und Sb-Gehalte im Bleiglanz II der *eb*-Formation, die gegenüber den Bi-Gehalten etwas abweichen, sind durch die Umlagerung des Bleiglanzes erklärbar. Die silberreichen Lösungen der *eb*-Formation gaben, ähnlich wie bei den Zinkblenden, dem umgelagerten Bleiglanz II einen größeren „Silberzuschuß“, welcher zum größten Teil als silberreicher Tetraedrit (Freibergit) entmischt wurde. Zusätzlich wurde dann noch durch jüngere, zugeführte Silberminerale (Silbersulfantimonide, Silberglanz, ged. Silber) eine weitere „Versilberung“ des *eb*-Bleiglanzes erreicht. Die abfallende Tendenz der Bi-Gehalte wird durch Bleiglanz III der *fba*-Formation nicht weiter befolgt. Die Bi-Werte liegen wieder annähernd in der gleichen Höhe wie die Bi-Werte des *kb*-Bleiglanzes I vom Revier Brand. Dies könnte evtl. auf eine Erhöhung der Bildungstemperatur schließen lassen, andererseits muß jedoch innerhalb der *fba*-Formation als „Vorphase“ der BiCoNi-Formation (Ausscheidung von ged. Bi!) bereits mit einer gewissen Bi-Anreicherung als SE gerechnet werden. Die relativ hohen Ag- und Sb-Gehalte stammen hier vorwiegend aus Tetraedriteinschlüssen, die vor allem in der ältesten Paragenese des „Harten Trums“ verbreitet sind.
2. As, Cu, Sn und Tl sind den Elementen der ersten Gruppe annähernd gegenläufig. Dabei ist zu berücksichtigen, daß diese Elemente z. T. aus der jeweils paragenetisch zugehörigen Zinkblende übernommen wurden. Der entmischungsreichen *kb*-Zinkblende I vom Revier Brand entspricht der Sn- und Cu-reiche *kb*-Bleiglanz I desselben Reviers. As zeigt eine stetig zunehmende Tendenz und verhält sich damit teilweise umgekehrt wie das Ag,

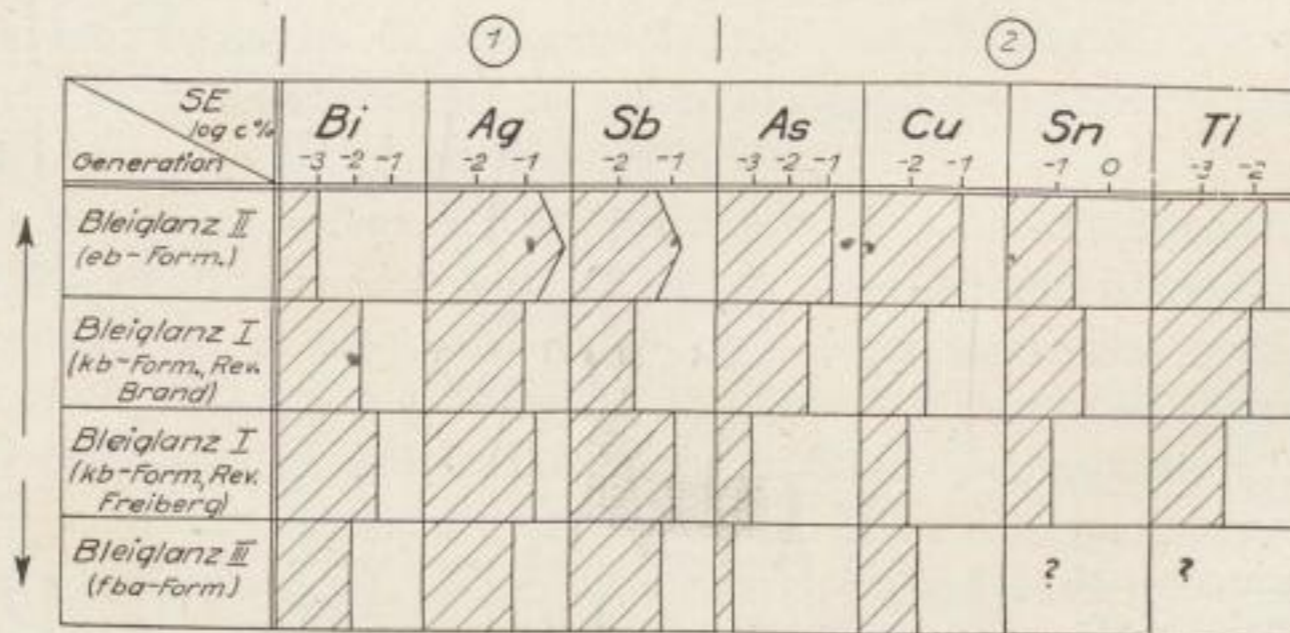


Bild 129. Minerogenetisches Spurendiagramm der Bleiglanze

eine Erscheinung, auf die allgemein schon SCHROLL (1951) aufmerksam machte. Bleiglanz III der fba-Formation ist nahezu As-frei.

Die relativ hohen Spurengehalte des Bleiglanzes II der eb-Formation lassen sich vermutlich dahin deuten, daß bei der Umlagerung der eb-Sulfide auch eine Wanderung der SE erfolgte, wobei besonders As, Cu und Tl eine weitere Anreicherung erfuhren.

Zusammenfassend kann für die SE der Freiburger Bleiglanze folgendes Differentiationsschema gegeben werden:

katathermal	→	mesothermal	→	epithermal
Bi		Sn		Cu
Ag		Bi, Cu		As, Tl
Sb		(As)		(Ag, Sb!)

Diese Abhängigkeit der maximalen Konzentrationen bestimmter SE von der Bildungstemperatur macht sich innerhalb des Freiburger Lagerstättenbezirkes ebenfalls in einer regionalen Verteilung bemerkbar (Bild 130).

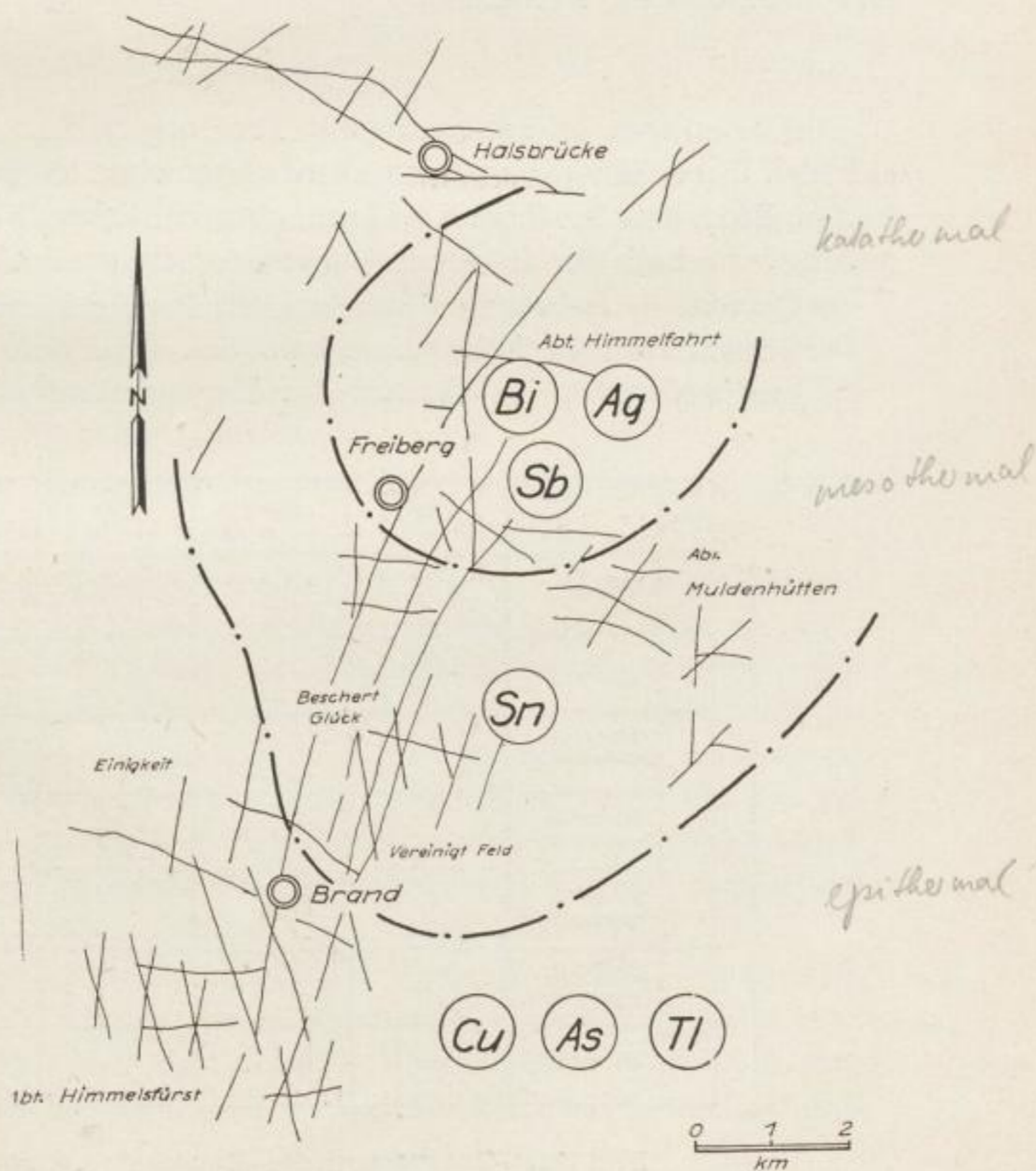


Bild 130
Die regionale Verteilung der Spurenelemente auf Grund der zonalen Verbreitung der Freiburger Bleiglanze

Bi als „Leitelement“ der katathermalen Paragenesen erreicht im Revier Freiberg (Abt. „Himmelfahrt“) seine größten Konzentrationen. Neben Bi besitzt in diesem Bereich auch Ag durch sein Gebundensein an Schapbachit ein gewisses Maximum, während die relativ hohe Intensität des Sb vorwiegend auf die Tetraedritmischungen im Bleiglanz I zurückzuführen ist. In den vor allem nach Süden zu anschließenden mesothermalen Bereichen des Brander Reviers (besonders „Beschert Glück“ und „Vereinigt Feld“) erreicht Sn als SE die höchsten Gehalte. Bi nimmt hier nur noch eine Mittelstellung ein. Die epithermalen Spurenelemente Cu, As, Tl und unter Einwirkung der neuen „Zuschüsse“ auch wieder Ag und Sb bevorzugen dann die südlichen bzw. südwestlichen Randgebiete des Lagerstättenbezirkes („Einigkeit“ und „Himmelsfürst“); dagegen erreicht das katathermale Bi hier sein Minimum.

Der bevorzugt im nördlichen Bereich des Freiburger Lagerstättenbezirkes, im Revier Halsbrücke, auftretende Bleiglanz III der *fba*-Formation entspricht in seinen Bi-, Ag- und Sb-Gehalten wiederum mehr dem „mittleren Bereich“. Doch hier muß durch die evtl. Umlagerungen der Mineralien aus den älteren „Erzformationen“ (*kb-eb*) eine bevorzugte Wanderung von bestimmten SE (Bi, Ag) angenommen werden.

e) Baryt

Die in einigen „Erzformationen“ Freibergs auftretenden Baryte zeigen hinsichtlich ihrer Generationsfolge ebenfalls gewisse Veränderungen in den SE-Gehalten. Besonders bei Sr und Ca kann eine deutliche, differentiationsbedingte Verteilung innerhalb der einzelnen Barytgenerationen beobachtet werden (Bild 131):

1. Ca und Sr haben zunächst in allen Barytgenerationen annähernd gleiche Schwankungsbereiche. Innerhalb der einzelnen „Erzformationen“ zeigen die beiden SE im Verlauf der Barytgenerationen ein entgegengesetztes

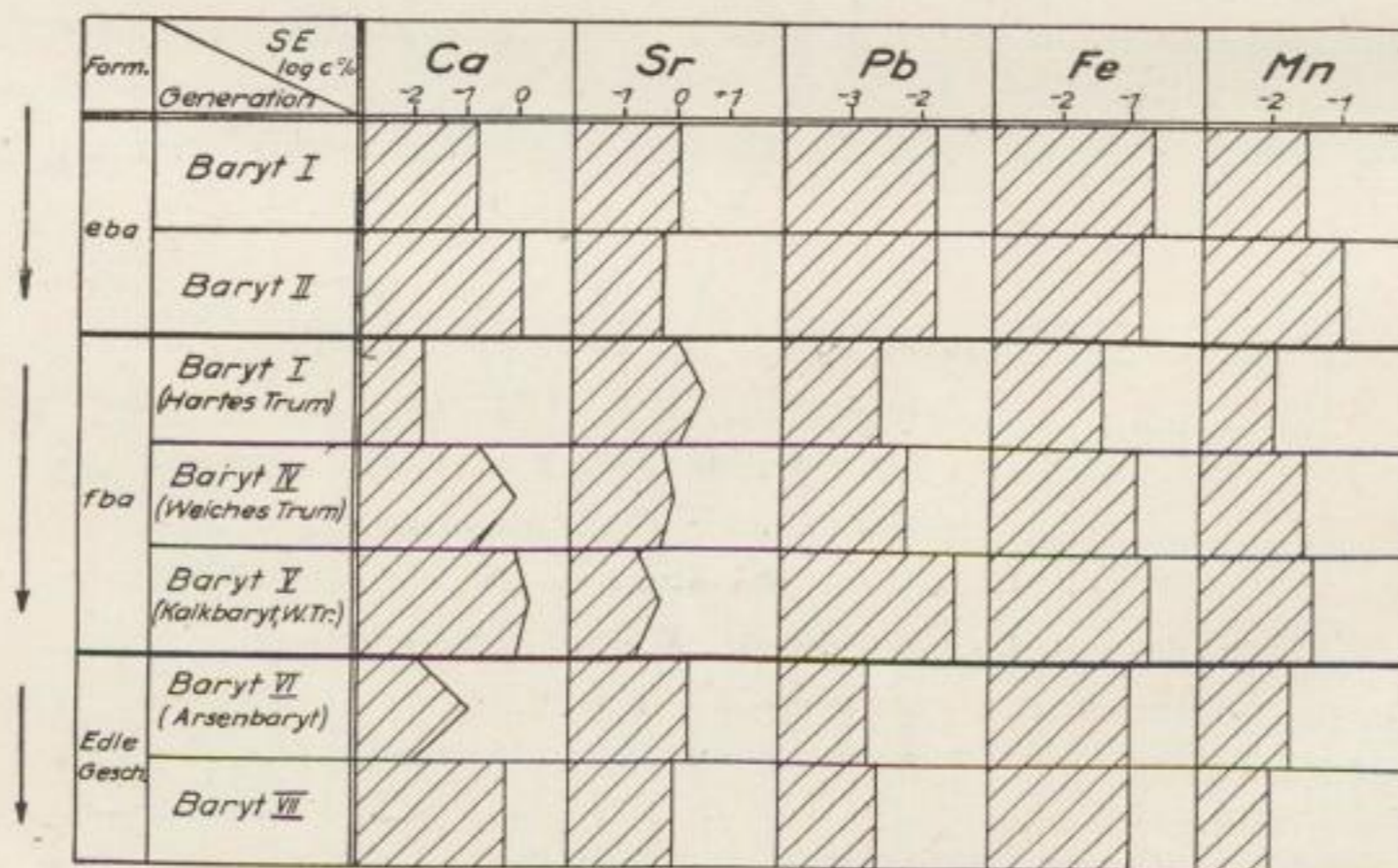


Bild 131. Minerogenetisches Spurendiagramm der Baryte

Verhalten. Die CaSO_4 -Gehalte der Baryte nehmen im Verlauf ihrer Ausscheidungsfolge allgemein zu. Nach Beobachtungen von TISCHENDORF (1955) an den Paragenesen der *fa*-Formation im Revier Halsbrücke geht damit das Auftreten des Ca im Flußspat parallel, der im „Harten Trum“ (Ca-ärmerer Baryt!) nur ganz untergeordnet auftritt, um dagegen innerhalb des „Weichen Trums“ (Ca-reicher Baryt!) sein Ausbildungsmaximum zu erreichen. Natürlich sind bei diesem gemeinsamen Auftreten von Baryt und Flußspat die Gehalte an SO_4 und F' in den Hydrothermen zu berücksichtigen. Umgekehrt nimmt die SrSO_4 -Konzentration in den Baryten der drei „Formationen“ im Laufe ihrer jeweiligen Ausscheidungsfolgen ab. Besonders deutlich ist innerhalb der *fa*-Formation diese Abnahme zu beobachten, wo nach TISCHENDORF (1955) die stetig abnehmenden SrSO_4 -Gehalte genau dem Verhalten des Barytes selbst entsprechen, der im „Harten Trum“ seine Hauptverbreitung besitzt, im „Weichen Trum“ aber auf Kosten des Flußspats mengenmäßig zurücktritt. Sr zeigt demnach ein dem Ba gleichgerichtetes Verhalten, während dasjenige des Ca zum Ba entgegengesetzt gerichtet ist. In Anbetracht der z. T. hohen SrSO_4 -Gehalte der umgelagerten „Kristallbaryte“ weist TISCHENDORF darauf hin, daß die SrSO_4 - und CaSO_4 -Gehalte im Baryt nicht als Temperaturkriterien benutzt werden können, sondern nur in einem gewissen Umfang den Charakter der Hydrothermen widerspiegeln.

2. Pb tritt den in beiden Baryten der *eba*-Formation in gleichen Gehalten auf. Allgemein liegen hier die Pb-Gehalte im Durchschnitt gegenüber den Baryten der anderen Formationen etwas höher. Bei den Baryten der *fa*-Formation ist vor allem im Revier Brand im Verlauf der Ausscheidungsfolge eine kontinuierliche Pb-Anreicherung zu verzeichnen. Der sogenannte Kalkbaryt (Baryt V) hat mit durchschnittlich 0,05 % Pb von allen Baryten der *fa*-Formation die höchsten Gehalte.

Ebenfalls eine geringe Pb-Zunahme ist bei den zwei Baryten der „Edlen Geschicke“ festzustellen.

3. Fe und Mn. Diese beiden SE besitzen innerhalb der *eba*-Formation ein gegenläufiges Verhalten. Fe nimmt vom Baryt I nach Baryt II hin ab, während im Gegensatz die Mn-Gehalte deutlich zunehmen. Es wurde jedoch bei der Mineralbeschreibung bereits darauf aufmerksam gemacht, daß gewisse Anteile der Fe- und Mn-Gehalte auf Beimischungen von vorwiegend oxydischen Fe- bzw. Mn-Mineralien zurückgeführt werden müssen. Besonders im Baryt I ist relativ viel Fe_2O_3 enthalten, das erzmikroskopisch sowohl als gelförmiges Roteisen als auch in Form von kleinen, feindispers verteilten Hämatitschüppchen nachgewiesen werden konnte.

Innerhalb der *fa*-Formation nehmen in den Baryten die Fe- und Mn-Gehalte gleichlaufend zu. Dagegen lassen die Baryte der „Edlen Geschicke“ annähernd konstante Be- und Mn-Gehalte erkennen. Die Art, wie ein evtl. Einbau von Fe und Mn in den Baryt erfolgt sein könnte, ist bisher noch nicht bekannt.

Eine qualitative Durchmusterung aller Barytproben nach evtl. anderen „Leit-
elementen“ hatte folgendes Ergebnis:

Barytabfolgen	Cu	Ag	Sn	Co	Ni	Mo	As	Zr	Bi	Zn
1. Baryte der <i>eba</i> -Form.	0,001—0,1	(sp)	(sp)	(sp)	(sp)	(sp)	— !	—	—	—
2. Baryte der <i>fba</i> -Form.	0,001—0,1	(sp)	(sp)	—	—	—	sp.	sp.	—	—
3. Baryte der „Edlen Geschicke“	0,001—0,1	~ 0,1 !	— !	(sp)	sp.	(sp)	sp.	—	—	—

Bemerkenswert sind dabei die relativ hohen Ag-Gehalte sowie die Spurengehalte an Co und Ni in den Baryten der „Edlen Geschicke“, denen ein völliges Fehlen von Sn gegenübersteht. Die Baryte der *fba*-Formation zeichnen sich dagegen durch einen gewissen Spurengehalt an Zr aus. Völlig frei von As waren die *eba*-Baryte. Bi und Zn konnten in keiner der untersuchten Barytproben nachgewiesen werden.

f) Karbonspat

Die in den Freiburger Karbonspäten festgestellten Gesetzmäßigkeiten der SE-Gehalte, insbesondere von Ba und Sr, wurden bereits auf den Seiten 123, 150 bis 152 näher dargestellt und erläutert (Bilder 86 und 109).

D. GENESIS

I. ABLAUF UND VERTEILUNG DER MINERALISATION

a) Der Mineralisationsverlauf

Trotz des unterschiedlichen Gesamtcharakters der Freiburger Mineralführung mit ihrer z. T. intensiven gegenseitigen Beeinflussung und den damit verbundenen Wechselwirkungen konnte auf Grund der eingehenden makroskopischen und mikroskopischen Untersuchungen die Zusammengehörigkeit der fünf jüngeren „Gangerzformationen“ zu einem einzigen großen Mineralisationszyklus erneut bestätigt werden.

Bekanntlich war bereits von OELSNER (1952 a) und DONATH (in OELSNER 1952 a) die Ansicht vertreten worden, daß die in vorliegender Arbeit zusammenfassend bearbeiteten fünf „Gangerzformationen“ des zentralen Freiburger Lagerstättenbezirkes eine einheitliche, jüngere Mineralisationsfolge darstellen, denen die „Edle Quarzformation“ (*eq*) als eine ältere und ebenfalls in sich abgeschlossene Mineralisationsfolge vorausgeht. Letztere tritt räumlich vorwiegend nur in den äußersten Randgebieten des Freiburger Lagerstättenbezirkes auf und wurde in dieser Arbeit noch nicht mit berücksichtigt.

Bergwirtschaftlich wichtiger sind die hydrothermalen Bildungen des sogenannten zweiten Mineralisationszyklus, welche, wie wir bereits im Abschnitt A dieser Arbeit feststellen konnten, als Differentiate des vermutlichen Freiburger Plutons vorzugsweise im Zentralteil des Lagerstättenbezirkes zur Abscheidung gelangten.

1. Altersfolge und Paragenesis der Mineralien

Durch die Bestimmung der einzelnen Paragenesen und infolge der häufigen tektonischen Durchbewegungsphasen ließen sich die bekannten, charakteristischen Mineralabfolgen gut gegeneinander abgrenzen. Die Darstellung ihrer Altersfolgen in Tabelle 4 sowie des Intensitätsablaufes einschließlich der tektonischen Öffnungsbewegungen in Bild 132 lassen zusammenfassend folgende genetischen Beziehungen erkennen:

kb-Formation

Die ältesten Mineralbildungen sind Zinnstein I, Wolframit und Jordisit (Molybdänglanz), die wahrscheinlich aus den ersten katathermalen Lösungszufuhren gemeinsam mit Quarz abgeschieden wurden und evtl. als Relikte der im Raum von Freiberg nur untergeordnet auftretenden *Sn-W-Formation* anzusehen sind. Im Quarz konnte als seltene Erscheinung auch Freigold beobachtet werden.

Die eigentlichen Bildungen der *kb-Formation* beginnen mit Quarz I und den Eisensulfiden der „kiesigen Abfolge“ (Arsenkies I, Pyrit I, Magnetkies).

Nach der zweiten tektonischen Durchbewegung schließen sich daran unmittelbar die Ausscheidungen der „Zn-Sn-Cu-Abfolge“ an. Hauptmineral ist hier die hochthermale, eisenreiche Zinkblende I mit ihren zahlreichen Entmischungen von Magnetkies, Zinnkies und Kupferkies. Der Magnetkies nimmt eine Art Mitt-

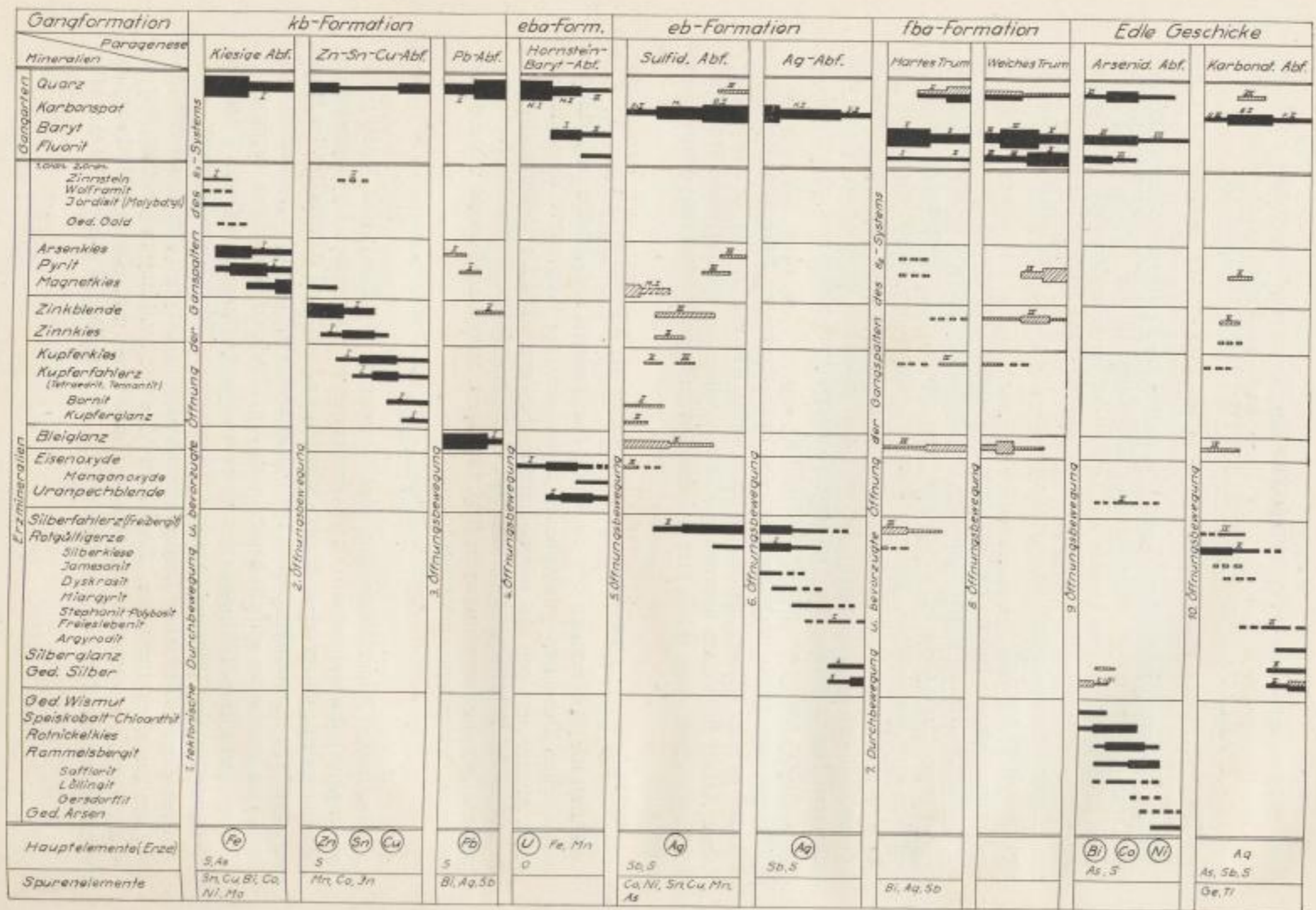


Bild 132. Die Mineralisation des zentralen Freiburger Lagerstättenbezirkes

herstellung zur älteren „kiesigen Abfolge“ ein, da er wahrscheinlich in geringen Mengen noch innerhalb der „Zn-Sn-Cu-Abfolge“ zum Absatz gekommen ist bzw. ein gewisser FeS-Anteil ursprünglich mit Zinkblende als Mischkristall (Zn, Fe) S vorgelegen hat, der sich erst mit abnehmender Temperatur als Magnetkies entmischte.

Innerhalb einer bestimmten Teufenstufe war die Sn- und Cu-Konzentration so groß, daß die zunächst in Form von Entmischungen auftretenden Sn- und Cu-Sulfide als eigene Mineralien Zinnkies I und Kupferkies I zum Absatz kamen. Lokal konnte es dabei sogar zur Bildung einer eigenen „Kupferformation“ (MÜLLER 1901) mit Kupferkies I, Tetraedrit I (Kupferfahlerz), Bornit I und Kupferglanz I kommen. Die Quarzabscheidung erreichte innerhalb dieser Abfolge ein Minimum.

Die dritte Öffnungsbewegung übte auf diese älteren Mineralparagenesen eine außerordentlich starke Kataklyse aus, so daß stellenweise eine Umlagerung der älteren Sulfide erfolgte (Arsenkies II, Pyrit II, Zinkblende II). Dieser tektonische Akt bereitete den Weg zum Absatz des z. Z. wirtschaftlich wichtigsten Hauptminerals Bleiglanz I. Er ist vermutlich die einzige primär-azendente PbS-Ausscheidung innerhalb des gesamten Mineralisationszyklus. Seine schwankenden Gehalte an gittergebundenen α -Schapbachit kennzeichnen ihn als eine kata- bis mesothermale Bildung. Mit ihm erreichte der SiO_2 -Absatz als Quarz II ein zweites Maximum.

eba-Formation

Der SiO_2 -Absatz setzte sich nach einem erneuten tektonischen Hiatus (vierte Öffnungsbewegung) als Gelbildung in Form von Hornstein I und II weiter fort. Neben Hornstein II wurden auch die mittel- bis krummschaligen Baryte I und II abgeschieden, die manchmal von geringen Mengen violetten Flußspats begleitet sind. Teilweise wird der Baryt von Hornstein II umkrustet (Perimorphose), und die anschließend ausgelaugten Negative werden von Hornstein bzw. von jüngeren Karbonaten verfüllt.

Charakteristisch für die *eba*-Formation ist das Auftreten von oxydischen Eisen-, Mangan- und Uranmineralien. Die im Freiburger Raum weitaus überwiegenden Eisenoxyde treten zunächst als feindisperses Roteisen I gemeinsam mit Hornstein und Baryt in rhythmischen Texturen auf, die sich manchmal zu glaskopfartigen Krusten verdichten. Am Fe-reichsten und damit auch am intensivsten rot gefärbt sind die ältesten SiO_2 - bzw. Barytabscheidungen (Hornstein I und Baryt I). Durch Rekristallisation entsteht z. T. aus den ursprünglichen Roteisengelbildungen schuppig-verfilzter Hämatit I. Analog verhalten sich die im Freiburger Raum stark zurücktretenden Manganoxyde (Psilomelan, Polianit, Pyrolusit u. a.), die sich auf Grund ihrer Färbung z. T. mit im schwarzen Hornstein dokumentieren. Ihr Auftreten scheint etwas später zu erfolgen als das der Eisenoxyde. Beide Paragenesen schließen sich anscheinend gegenseitig aus. Uranpechblende I tritt als letztes Oxyd gegen Ende der *eba*-Abfolge ebenfalls in konzentrisch-schaligen Gelstrukturen auf. Mit dem kristallisierten Amethystquarz III endeten die Ausscheidungen von SiO_2 .

eb-Formation

Nach der fünften und sechsten Öffnungsbewegung traten in den Gangspalten karbonatische Lösungen auf, aus denen sich nacheinander Siderit I, Manganspat, Braunspat I und Kalkspat I bildeten. Sie sind jedoch in ihrer chemischen Zusammensetzung keine reinen „Endglieder“, sondern liegen infolge der guten Isomorphiebeziehungen ihrer Hauptelemente größtenteils als „Mischglieder“ vor. Zwischen denselben kann ein kontinuierlicher Übergang stattfinden, meist sind sie jedoch durch kleinere tektonische Durchbewegungen gegeneinander abgegrenzt.

Zwischen den Karbonaten und den Mineralparagenesen der beiden älteren „Gangformationen“ fanden intensive Wechselwirkungen statt. Sie führten einerseits bei den *kb*- und *eba*-Paragenesen zu umfangreichen Verdrängungs- und Umwandlungerscheinungen, andererseits bildeten sich durch Umlagerung die silberreichen Sulfidminerale der *eb*-Formation.

Der Magnetkies der *kb*-Formation erfuhr gleich mit dem ersten Auftreten der karbonatischen Lösungen eine Umwandlung in streifigen Markasit I, Leberkies und Pyrit (birds-eye-Strukturen). Durch Übernahme von Fe aus dem später korrodierten Markasit bzw. von Fe_2O_3 aus den z. T. pseudomorph verdrängten Baryten und Hornsteinen der *eba*-Formation entstand der für die *eb*-Erstparagenese oftmals charakteristische Rotspat (= Karbonspat mit Hämatit II).

Das Hauptsilbererz der *eb*-Formation ist der Tetraedrit II (= Freibergit). Seine innige Verwachsung mit den älteren Sulfiden bzw. die teilweise „Imprägnation“ derselben verursachte ihre hohen Silbergehalte („verglaste“ Zinkblende, „Weißerz“ = silberreicher Arsenkies, silberreicher Pyrit u. a.). An weiteren, jüngeren Bildungen der zunächst allgemein sehr antimonreichen Lösungen sind Dyskrasit sowie die Silbersulfantimonide Pyrargyrit I, Miargyrit, Stephanit, Polybasit und schließlich Silberglanz I und ged. Silber I zu nennen. Nach anfangs hohen Antimongehalten nahm der relative Schwefelgehalt in den Lösungen wieder langsam zu. Anscheinend stammt dieser Schwefelgehalt teilweise aus den korrodierten Sulfiden der *kb*-Paragenesen. Die Bleispießglanzbildungen, wie z. B. Jamesonit und auch Freieslebenit, sind evtl. als Reaktionsprodukte zwischen den antimonreichen Lösungen und dem verdrängten Bleiglanz I anzusehen. Mit ged. Silber I und Kalkspat I endeten die Abscheidungen der *eb*-Formation.

fba-Formation

Die intensive siebente und achte tektonische Durchbewegung bereiteten den Weg für vorwiegend barytisch-fluoritische Lösungen. Diese erreichten innerhalb des Freiburger Lagerstättenbezirkes ein außerordentlich großes Konzentrationsmaximum, so daß auch hier, ähnlich wie bei der *eb*-Formation, eine stärkere Wechselwirkung mit den bereits abgeschiedenen Paragenesen eintreten konnte. Besonders die jüngeren Paragenesen der *kb*-Formation und die *eb*-Formation scheinen davon betroffen worden zu sein. Die in umgekehrter Reihenfolge auftretenden Ausscheidungsmaxima von Tetraedrit III, Rotgültigerzen, Bleiglanz III, Zinkblende IV und Melnikowit-Pyrit bzw. -Markasit IV sowie die charakteristischen, durch rhythmische Konzentrationsänderungen entstandenen Lagentextu-

ren zwischen der Gangart (Baryt, Fluorit, Quarz) und den Erzmineralien lassen betreffs der älteren Paragenesen umfangreiche und wechselnde Resorptionen und Umlagerungen vermuten. Auf Grund ihrer verschiedenen CaSO_4 - und SrSO_4 -Gehalte können innerhalb der eigentlichen *fba*-Formation fünf Barytgenerationen unterschieden werden.

Nach der neunten Öffnungsbewegung dauerte die Barytausscheidung in der sogenannten

Formation der „Edlen Geschicke“

auch weiterhin an. Die unterschiedlichen CaSO_4 - bzw. SrSO_4 -Gehalte gestatten hier, noch zwei weitere Barytgenerationen VI und VII zu unterscheiden. Auch hier wird der Baryt von violetterm Flußspat begleitet. Der Lösungscharakter ist demnach annähernd derselbe geblieben wie zur Zeit der Bildung der *fba*-Formation. Einige Baryte werden z. T. von jüngeren SiO_2 -Nachschüben pseudomorph verquarzt. Als wesentliche, primäre Neubildungen treten mit dem Baryt VI ged. Wismut und arsenidische Nickel- und Kobaltmineralien auf (Speiskobalt-Chloanthit, Rotnickelkies, Rammelsbergit, Safflorit u. a.). Der Arsenreichtum der Lösungen gestattete schließlich gegen Ende der „arsenidischen Abfolge“ die Bildung von ged. Arsen in Form von „Scherbenkobalt“. Als ein wahrscheinliches Umlagerungsprodukt aus der *eba*-Formation tritt innerhalb der Arsenide oftmals auch Uranpechblende II in mehreren rhythmisch abgeschiedenen Lagen auf.

Charakteristisch für diese Paragenese ist die konzentrisch-krustenförmige Anordnung der primär als Gel abgeschiedenen Erzmineralien um sogenannte Dendritenformen von älterem ged. Silber und ged. Wismut, wobei ged. Silber von den Nickelarseniden und ged. Wismut von den Kobaltarseniden bevorzugt wird. Ged. Silber und ged. Wismut schließen sich ihrerseits in ihrem Auftreten meist gegenseitig aus.

Der „arsenidischen Abfolge“ schließt sich unmittelbar nach der nur noch schwach wirksam werdenden zehnten Öffnungsbewegung eine nochmalige „karbonatische Abfolge“ an (Siderit III-Braunspat II-Kalkspat II). Während der Zeit ihres Auftretens erfolgten teilweise pseudomorphe Verdrängungen und Umwandlungen von ged. Silber \rightarrow Silberglanz, ged. Wismut \rightarrow Wismutglanz und Speiskobalt-Chloanthit \rightarrow Pyrit, Bravoit und Vaesit. In den Verdrängungsräumen schieden sich oftmals noch umgelagerte Sulfide (Bleiglanz IV, Kupferkies, Zinkblende V, Melnikowit-Pyrit V u. a.) ab, woraus wieder ein kontinuierliches Ansteigen des Schwefelgehaltes zu folgern ist. Zusammen mit diesen Sulfiden bzw. ihnen unmittelbar folgend, traten noch einmal mannigfaltige Silbererze auf (Proustit II, Tetraedrit IV, Silberkiese, Stephanit, Polybasit-Pearceit, Argyrodit-Canfieldit, Silberglanz II und ged. Silber II). Ob und in welchem Maße hier Umlagerungserscheinungen noch eine Rolle spielten war bisher nicht sicher nachzuweisen. Es scheint jedoch nicht unwahrscheinlich, daß ein gewisser Anteil des Schwefel- und auch des relativ hohen Arsengehaltes der Lösungen aus den korrodierten Sulfiden und Arseniden der älteren Paragenesen stammt. Die Silberkiese und Jamesonit können in diesem Rahmen als Reaktionsprodukte angesehen werden. Teile des Silberglanzes und des ged. Silbers werden den Zemen-

tationsvorgängen ihre Entstehung verdanken. Als seltenes Mineral innerhalb dieser Paragenese findet sich Argyrodit, der auf Grund einer allgemeinen Germaniumanreicherung in den Freiburger Restlösungen als primäres Ausscheidungsprodukt anzusehen ist.

Mit den Absätzen der Formation der „Edlen Geschicke (BiCoNiAg-Form.) ist die aszendente Lagerstättenbildung Freibergs abgeschlossen.

Abschließend ist festzustellen, daß innerhalb des zweiten Mineralisationszyklus im Freiburger Lagerstättenbezirk nur eine Blei-Zink-Phase primär-aszendent in Form der Zn-Sn-Cu-Abfolge und Pb-Abfolge der *kb*-Formation zur Abscheidung kam. Alle jüngeren Pb-Zn-Ausscheidungen, sowohl die Sulfide der *eb*-Formation als auch diejenigen der *fba*-Formation und der „Edlen Geschicke“, sind zum größten Teil aus den stark korrodierten *kb*-Paragenesen abzuleiten, welche auf fast allen Freiburger Gängen beobachtet werden können. Die in der Vergangenheit oft gestellte Frage nach dem Verbleib dieser umfangreichen, verdrängten *kb*-Sulfidmengen ist damit beantwortet worden.

In annähernder Analogie zu den Mineralisationsverhältnissen auf den anderen hydrothermalen Lagerstätten des Erzgebirges kann man im zweiten Mineralisationszyklus des Freiburger Bezirkes demnach drei Hauptmetallphasen unterscheiden:

1. die Blei-Zink-Phase mit ausschließlich quarziger Gangart (*kb*-Formation)
2. die Silber-Phase mit vorherrschend karbonatischer Gangart (*eb*-Formation)
3. die Wismut-Kobalt-Nickel-Phase mit vorwiegend fluorbarytischer Gangart (*fba*-Formation und „Edle Geschicke“)

Die innerhalb dieser drei Phasen auftretenden und mannigfaltig zusammengesetzten Mineralparagenesen sind infolge des starken „telescoping“ auf den Gängen zu einem großen Teil aus der oftmals sehr innigen Durchdringung dieser Mineralisationsphasen und den daraus resultierenden Wechselwirkungen, Übergängen und Umlagerungserscheinungen abzuleiten und zu erklären.

2. Physikalisch-chemischer Charakter der Lösungen

Aus den vorliegenden Freiburger Paragenesen kann geschlossen werden, daß alle ihre Mineralbildungen hydrothermalen Lösungen entstammen, die als Differentiationsprodukte des bisher noch nicht aufgeschlossenen Freiburger Plutons anzusehen sind. Der Bildungsraum auf den Gangspalten lag vermutlich ca. 500 bis 2000 m unter der damaligen Erdoberfläche (Westfal-Stefan). Durch die zu dieser Zeit noch nicht restlos abgeklungenen magmatischen Ereignisse, besonders durch den Quarzporphyrdeckenerguß des Tharandter Waldes (OELSNER 1952a), ist eine Aufwärmung des Nebengesteins bis zu 100° C als sehr wahrscheinlich anzunehmen (vgl. Abschn. A!). Das Fehlen von wesentlichen pneumatolytischen Erscheinungen auf den Erzgängen läßt vermuten, daß auf den bisher aufgeschlossenen Gangteilen der „kritische Punkt“ der Lösungen kaum überschritten worden ist. Dieser Fixpunkt als obere Begrenzung sowie Zusammensetzung und Strukturen der einzelnen Mineralparagenesen sprechen allgemein für einen kata- bis epithermalen Bildungstemperaturbereich.

Dabei werden den einzelnen „Erzformationen“ auf Grund ihrer Mineralzusammensetzung folgende Temperaturbereiche zuzuordnen sein:

- kb*-Formation (Kiesparagenese; eisenreiche Zinkblende mit Entmischungen von Magnetkies, Kupferkies und Zinnkies sowie hohen Spurengehalten an Co und In; Kupferkies mit Zinkblendeentmischung; Bleiglanz in Mischung mit der Hochtemperaturform des Schapbachits!)
= kata- bis mesothermal.
- eba*-Formation (im Gefolge der *kb*-Formation)
= mesothermal.
- eb*-Formation (Zinkblende mit mittleren Fe-Gehalten, ohne Entmischungen sowie mit mittleren In- und keinen Co-Gehalten; Bleiglanz mit niedrigen Bi-Gehalten; komplexe Silbersulfantimonide)
= meso- bis epithermal.
- fba*-Formation (Entmischungsfreie Zinkblende mit niedrigen Fe-Gehalten; Bleiglanz mit mittleren Bi-Gehalten; Bildung von Schalenblende und Melnikowit)
= meso- bis epithermal.
- „Edle Geschicke“ (Ged. Silber und ged. Wismut nebeneinander; extrem eisenarme Schalenblende mit relativ hohen Ge- und Tl-Gehalten; komplexe Silbersulfantimonide und -arsenide)
= epithermal.

Die Betrachtung der Temperaturverhältnisse im einzelnen zeigt, daß die Hydrothermallösungen zu Beginn einer Mineralabfolge oftmals höhere Temperaturen besaßen als die Endausscheidungen der jeweils vorhergegangenen Abfolge. Dies deutet auf gewisse Rejuvenationserscheinungen im Verlauf der Mineralisation hin, wobei der Begriff „Rejuvenation“ nicht nach BERG (1928), sondern im Sinne SCHNEIDERHÖHNS (1941) aufgefaßt werden soll. Danach sind diese Erscheinungen auf ein gewisses Auf- und Abwandern der Isothermalflächen zurückzuführen, das z. T. durch die Wiedererwärmung des Nebengesteins mittels neuer, infolge der tektonischen Öffnungsbewegungen auf den Gangspalten nach oben strömender Thermallösungen verursacht worden ist.

Daneben kann man auf den Freiburger Gängen häufig noch Rekurrenzerscheinungen beobachten, die vor allem für die sogenannten Umlagerungsparagenesen der *eb*- und *fba*-Formation charakteristisch sind (Bilder 54 und 82). Die Ursachen dieser rhythmisch sich wiederholenden Mineralausscheidungen sind jedoch wahrscheinlich weniger in Temperaturschwankungen als in Konzentrationsschwankungen innerhalb der Lösungen zu suchen.

Betreffs des chemischen Charakters der Lösungen ist anzunehmen, daß die ursprünglich sauren Restlösungen des granitischen Magmas während ihres ersten Aufsteigens und Zirkulierens auf den offenen Spaltenräumen durch die zunächst erfolgende innige Berührung mit den Silikaten des Nebengesteins weitestgehend abgestumpft wurden. So dürfte der Lösungscharakter zur Zeit der eigentlichen Abscheidung der *kb*-Formation nach OELSNER (1930) bereits schwach alkalisch gewesen sein.

Bei den Ausscheidungen der *eba*- und *eb*-Formation werden die Lösungen mit ihren neuen reichhaltigen Eisenchloridzufuhren und intensiven Umwandlungen des Magnetkieses und Pyrits in Markasit zunächst erneut sauren Charak-

ter angenommen haben. Mit der Bildung der Karbonspäte und der damit eintretenden Abnahme von freiem CO_2 erfolgte jedoch wieder ein Zurückpendeln in den neutralen bzw. alkalischen Bereich.

Die ebenfalls ursprünglich als schwach sauer anzunehmenden Lösungen der *fba*-Formation gingen wahrscheinlich ebenfalls relativ schnell in den \pm neutralen Bereich über (innige Verwachsung von Pyrit und Markasit, Karbonate der „Edlen Geschicke“). Da ein Überschuß an aggressiver H_2CO_3 zur Zeit der Karbonatausscheidungen nicht mehr vorhanden gewesen sein kann, muß auf alle Fälle der pH -Wert der Lösungen während der „karbonatischen Abfolge“ wieder im neutralen Bereich gelegen haben.

Wie die Mineralstrukturen zeigen, erfolgten die Abscheidungen sowohl aus iondispersen (echten) als auch aus höher konzentrierten molekulardispersen (kolloiden) Lösungen. Aus ersteren entstanden vorwiegend die Paragenesen der *kb*-Formation, während aus letzteren sich bevorzugt die Absätze der *eba*-, *eb*-, *fba*-Formation und der „Edlen Geschicke“ gebildet haben.

3. Die Verteilung der Elemente

Bei der kontinuierlich verlaufenden Bildung der Mineralparagenesen, die lediglich durch die tektonischen Durchbewegungen der Gangspalten unterbrochen wird, läßt sich eine gewisse Gesetzmäßigkeit in der chemischen Zusammensetzung der Erzminerale und Gangarten erkennen (Bild 132). Dieselbe ist u. a. durch die Konzentrationsänderungen des Schwefels, des Sauerstoffs und auch in gewissem Maße des Arsens und Antimons bedingt, die im Verlauf der Lösungszirkulation auf den Freiburger Gangspalten eingetreten sind.

Schon die Intensitätsmaxima der auftretenden Gangarten weisen in ihrem gesetzmäßigen Ablauf

Quarz \rightarrow Karbonspat \rightarrow Baryt, Fluorit
(*kb, eba*) (*eb*) (*fba*, „Edle Geschicke“)

auf eine gewisse übergeordnete, einsinnige Veränderung der Lösungen hin und zeigen damit eine weitgehende Übereinstimmung mit den bereits von MAUCHER (1914) und neuerdings auch von SCHNEIDERHÖHN (1956) aufgestellten hydrothermalen Normalabfolgen.

Bei den Erzmineralien treten die Hauptmetalle vorzugsweise als Sulfide (Fe, Zn, Sn, Cu, Pb, Ag) sowie als Oxyde (Sn, Fe, Mn, U), Sulfantimonide bzw. -arsenide (Cu, Ag) und als reine Antimonide (Ag) und Arsenide (Co, Ni) auf. Demgegenüber kommen Au, Ag, Bi und As auch in gediegener Form vor. Die Verteilung dieser Elemente innerhalb der Freiburger Mineralfolge erfolgt nach bestimmten, z. T. ihrem chemischen Verhalten entsprechenden Gesetzmäßigkeiten (Bilder 132 und 133).

So zeigt Fe gleich zu Beginn der katathermalen Ausscheidungen sein Hauptmaximum. Der gleichzeitige hohe Schwefelpartialdruck bewirkte, daß der größte Teil des Fe als FeS_2 (Pyrit I) gebunden wurde. Das Auftreten des zweiwertigen Anions S_2^{2-} als Dissoziationsprodukt des H_2S zeigt, daß bei dieser Reaktion reduzierende Verhältnisse geherrscht haben müssen. Bereits in den Erstausscheidun-

Form	Abfolge	Element	Fe	Zn	Sn	Cu	Pb	U	Ag	Bi	Co	Ni	O	S	Sb	As	SiO ₂	RCO ₃	BaSO ₄	CaF ₂
kb	Kiesige Abf.		■											■			■			
	Zn-Sn-Cu-Abf.		■	■	■	■											■			
	Pb-Abf.						■										■			
eba	Hornst.-Baryt-Abf.		■					■									■		■	■
	Sulfid. Abf.		■			■									■	■		■		
eb	Ag-Abf.								■						■	■		■		
	Hartes Trum																■		■	■
fba	Weiches Trum																■		■	■
	Arsenid. Abf.									■	■	■				■	■		■	■
Edle Gesch.	Karbonat. Abf.								■						■	■		■		

Bild 133. Verteilung der primär abgeschiedenen Hauptelemente sowie der wichtigsten Gangarten in den Erzformationen des zentralen Freiburger Lagerstättenbezirkes

gen mitangereichertes As tritt als Anion innerhalb des Arsenkieses I (FeAsS) in Erscheinung.

Gegen Ende der „kiesigen Abfolge“ nimmt die Sulfidionenkonzentration merklich ab, und es entstehen Verbindungen mit niedrigeren S-Gehalten (Magnetkies, Zinkblende I, Bleiglanz I u. a.). Nach BETECHTIN (1949) kann sich die eisenreiche Zinkblende nur im reduzierenden Medium und bei niedrigem Schwefelpartialdruck bilden. Ein Teil des entstehenden FeS liegt mit ZnS zunächst in fester Lösung als Mischkristall vor, aus der es sich erst mit abnehmender Temperatur in Form von Magnetkieströpfchen entmischt.

Nach dem Zn erreichen kurz hintereinander Sn und Cu je ein Intensitätsmaximum. Beide lagen bereits innerhalb der Zinkblende I in reichen Entmischungen vor. Das Sn war im Freiburger Raum während der pneumatolytischen Phase wahrscheinlich noch nicht genügend angereichert, um als Zinnstein auftreten zu können. Erst im Verlauf der hydrothermalen Phase war die Sn-Anreicherung soweit gediehen, daß es als Sulfid in Form von Zinnkies (Cu₂FeSnS₄) zur Auskristallisation gelangen konnte. Charakteristisch für die Lösungen ist immer noch ein gewisser Fe-Gehalt, der sowohl an Zinnkies als auch an die anschließenden Mineralien der Kupferparagenese (Kupferkies I = CuFeS₂, Bornit I = Cu₅FeS₄) gebunden ist. Im Anschluß daran erreicht Pb als Bleiglanz I seine Hauptkonzentration. Es ist bemerkenswert, daß Zn, Sn, Pb und zu einem gewissen Anteil auch Cu gemeinsam mit S innerhalb der kb-Paragenesen ihre größten Anreicherungen erfahren, um späterhin nur noch innerhalb von Umlagerungen bzw. als Spurenelemente in Erscheinung zu treten.

Die seit Beginn der Mineralausscheidungen ununterbrochen anhaltende SiO₂-Zufuhr dauert auch innerhalb der eba-Formation weiterhin an. Infolge eines Wechsels des Redoxpotentials der Lösungen war durch den plötzlichen Anstieg des Sauerstoffpartialdrucks die zusätzliche Bildung von Baryt sowie von Eisen-

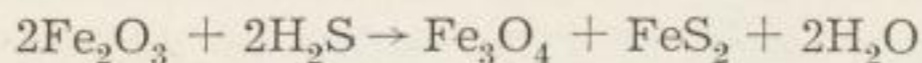
und Manganoxiden und von Uranpechblende bedingt. Der bisher in der kb-Formation als zweiwertiges Anion aufgetretene Schwefel bildet in dem nunmehr sauerstoffreicheren Medium als sechswertiges Kation das beständige, komplexe Anion $[\text{SO}_4]''$. Dieses verbindet sich mit dem erstmalig in größeren Mengen auftretenden Ba'' zu den *eba*-Baryten I und II. Geringere Konzentrationen des Anions F' bilden mit den ebenfalls noch nicht sehr angereicherten Ca'' den violetten Flußspat.

Die neuerdings gemachten Untersuchungen an den Freiburger Baryten der *eba*-, *fa*- und BiCoNi-Formation (TISCHENDORF 1955 und Verf. in dieser Arbeit) ließen erkennen, daß im Baryt die SrSO_4 -Gehalte gleich dem Gesamtbarytabsatz im Verlauf der Generationsfolge abnehmen, dagegen die CaSO_4 -Gehalte gleich dem Gesamtfluoritabsatz zunehmen. Die Feststellung höherer Sr-Gehalte in jeweils älteren Baryten machten bereits FERSMAN (1929) und JURKOVIC (1953).

Die zunehmende Konzentration des Ca'' hält bis zur *eb*-Formation an und erreicht in den dortigen Karbonspäten ein ausgeprägtes Maximum.

Die höhere Sauerstoffkonzentration in den Ganglösungen verschob jedoch nicht nur das Gleichgewicht zwischen S'' und $[\text{SO}_4]''$ zugunsten des letzteren, sondern es beeinflusste auch den Oxydationszustand des seit Beginn der Mineralisation fast ununterbrochen vorhandenen Fe. Wenn auch Teile des oftmals auf den oberen Gezeugstrecken sehr reichlich auftretenden Fe_2O_3 als junge sekundäre Oxydationserscheinungen anzusehen sind, so ist der größte Teil des gleichzeitig mit SiO_2 (roter Hornstein I und II) und BaSO_4 (roter Baryt I und II) abgeschiedenen Fe_2O_3 (Hämatit I) als sicher primär anzusehen. Die Gründe für den noch mehrmals auftretenden Redoxpotentialwechsel in den Lösungen und den damit verbundenen aszendenten Oxydationen konnten bisher noch nicht restlos geklärt werden.

Der von OELSNER (1930) beobachtete Magnetit, der immer in Paragenese mit Hämatit und Pyrit auftritt, wird wahrscheinlich als Reduktionsprodukt, infolge des erneuten Auftretens von jüngerem H_2S (während der „sulfidischen Phase“ der *eb*-Formation), aufzufassen sein. Nach BETECHTIN (1949) besteht unter Einwirkung von H_2S durchaus die Möglichkeit einer Reduktion des Hämatits zu Magnetit bei gleichzeitiger Entstehung von Pyrit:



Der hier bei der Bindung des Schwefels zu Pyrit aus dem H_2S freiwerdende Wasserstoff reduziert den Hämatit zu Magnetit.

U zeigt innerhalb der *eba*-Formation seine erste und wahrscheinlich auch wichtigste Anreicherung. Dieser plötzlichen Zunahme von U in den Lösungen steht eine allmähliche Anreicherung des Mn gegenüber, das bereits in den Kiesen (Pyrit I, Arsenkies I und Magnetkies) und vor allem in der Zinkblende I als wichtiges Spurenelement angetroffen wurde.

Erfolgte in den Lösungen der *eba*-Formation mit ihren höheren Sauerstoffkonzentrationen die Ausscheidung des Fe und Mn vorzugsweise in ihrer dreiwertigen bzw. vierwertigen Form (Hämatit, Polianit-Pyrolusit), so setzte sich dieselbe innerhalb der *eb*-Formation mit abnehmendem Sauerstoffpartialdruck

als zweiwertiges Fe bzw. Mn weiter fort (Siderit I, Manganspat). Der im Verlauf der Abscheidung jedoch allmählich eintretende Mangel an Fe- und Mn-Kationen wird durch einen zunehmenden isomorphen Einbau von Mg- und Ca-Ionen ausgeglichen (Braunspat I, Kalkspat I).

Das in den älteren Sulfiden (Arsenkies I, Pyrit I, Magnetkies, Zinkblende I und Bleiglanz I) bereits in zunehmendem Maße als Spurenelement angereicherte Ag erreicht in den Lösungen der *eb*-Formation immer stärkere Konzentrationen, bis es schließlich in der „Ag-Abfolge“ zum bestimmenden Hauptelement wird. Mit ihm parallel geht eine Anreicherung des Sb. Durch Wechselwirkung zwischen diesen jüngeren, primär silber- und antimonreichen Lösungen und den älteren Sulfidparagenesen der *kb*-Formation trat nochmals eine vorübergehende Erhöhung der Schwefelkonzentration ein, die zunächst den Absatz von neuen, vorwiegend umgelagerten Sulfiden ermöglichte („Sulfid. Abfolge“ der *eb*!). Das Nebeneinandervorkommen von Pb, Sb und S führte in diesem Zusammenhang auch manchmal zum Auftreten von Bleispißglanzen (Jamesonit, Falkmanit u. a.). Gegenüber den wieder abnehmenden Schwefelgehalten reichert sich Antimon immer stärker an (Tetraedrit II, Pyrargyrit I), um innerhalb der „Ag-Abfolge“ in Form des Dyskrasits sein Maximum zu erreichen. Im Verlauf der weiteren Ausscheidungsfolge Miargyrit → Stephanit I → Polybasit I → Silberglanz I → ged. Silber I geht mit einem rasch fallenden Sb-Gehalt ein langsamer abnehmender S-Gehalt in den Mineralbildungen parallel (dadurch relativ steigender S-Gehalt!). Das Sb wird durch diesen relativ steigenden Schwefelgehalt aus seiner Anionstellung verdrängt und tritt innerhalb der Silbersulfantimonide als Kation in den Anionenkomplex. Am Ende der „Ag-Abfolge“ erscheint innerhalb Silberglanz I der Schwefel wieder allein als Anion. Gegenüber den abnehmenden Sb- und S-Gehalten zeigt Ag eine ständig zunehmende Tendenz. Es erreicht seine größte Anreicherung als ged. Silber I am Schluß der *eb*-Formation.

Auf Grund der allgemeinen Abnahme der Schwefelkonzentration erfolgt mit dem Auftreten der *fba*-Paragenesen ein nochmaliger Anstieg des Sauerstoffpartialdruckes, der vorzugsweise die Bildung von BaSO_4 ermöglichte. Die Paragenese der *fba*-Baryte mit Sulfiden zeigt jedoch, daß hier reduzierende Verhältnisse geherrscht haben müssen, d. h., die Sauerstoffkonzentration erreichte nicht mehr die Größe wie zur Zeit der *eba*-Formation, wo infolge der wesentlich stärker oxydierenden Verhältnisse auch alle mitauftretenden Metalle als Oxyde vorlagen. Charakteristisch für die nunmehr zirkulierenden Thermallösungen ist weiterhin ein zunehmender Gehalt an Fluor. Der gleichzeitig seit der *eb*-Formation wieder ansteigende Gehalt an Ca^{++} bewirkte die Reaktion mit F' zu CaF_2 (Flußspäte I bis VI). Die wachsenden Ca^{++} -Gehalte lokalisierten sich weiterhin durch einen verstärkten isomorphen Einbau in die jüngeren Baryte, um schließlich innerhalb der „karbonatischen Abfolge“ der „Edlen Geschicke“ nochmals ein relatives Maximum zu erreichen.

Die bessere Löslichkeit des BaF_2 gegenüber dem CaF_2 verhinderte die Ausscheidung des BaF_2 als eigenes Mineral. Andererseits verringert sinkende F' -Konzentration die Löslichkeit von BaSO_4 und ermöglicht dessen Abscheidung,

so daß man daraus wahrscheinlich die häufige rhythmische Wechsellagerung von Baryt und Flußspat vor allem innerhalb des „Weichen Trums“ ableiten kann. Diese enge Verwachsung mit Flußspat läßt die aszendente Herkunft des BaSO_4 als sicher erscheinen. Abgesehen davon wurde Baryt auch auf den tiefsten Sohlen der Freiburger Reviere angetroffen, bis zu denen kaum deszendente Oxydationseinflüsse hinuntergereicht haben dürften.

Die besonders im Revier Halsbrücke beobachteten stärkeren Barytanreicherungen auf den oberen Gangteilen, denen eine umfangreiche, z. T. pseudomorphe Verquarzung auf den unteren Gangzonen gegenübersteht, will BETECHTIN (1949) dahin gedeutet wissen, daß das zunächst bei einer bestimmten Sauerstoffkonzentration auskristallisierte BaSO_4 sich unter dem Einfluß der weiterhin aufsteigenden, reduzierenden Lösungen sofort wieder unter Abscheidung von Kieselsäure und anderen Stoffen (Sulfide?) auflöste und als leichter lösliches Sulfid, Chlorid oder Fluorid weiter nach oben wanderte.

Da die Löslichkeit von H_2S in H_2O mit sinkender Temperatur zunimmt, wächst entsprechend auch die S^{2-} -Konzentration und damit die Möglichkeit zur Sulfidbildung. Diese dadurch bedingte Übersättigung der Lösungen an Schwefel führte beim Vorhandensein von genügend Metallen bevorzugt zu kolloidalen Lösungen und zu gelförmigen Ausscheidungen, wie sie bei vielen Sulfiden der *eb*- und *fa*-Formation sowie vor allem bei den „Edlen Geschicken“ beobachtet werden konnten (Melnikowit-Pyrit IV und V, Melnikowit-Markasit, Schalenblende IV und V u. a.).

Auch die Sulfide der *fa*-Formation sind, ähnlich denjenigen der *eb*-Formation, auf Grund der Wechselwirkungen zwischen den fluorbarytischen Lösungen und den älteren Sulfid- und Silberparagenesen zu einem großen Teil als umgelagert anzusehen. Die dadurch eintretende vorübergehende Erhöhung der Antimon- und Schwefelkonzentration in den Lösungen ermöglichte die Abscheidung von Silbersulfantimoniden (Tetraedrit III, Rotgültigerze) und Sulfiden (Bleiglanz III, Kupferkies, Zinkblende IV u. a.). Auch hier führte dabei das Nebeneinander-vorkommen von Pb, Cu, Sb und S manchmal zur Bildung von Spießglanzen (Bourbonit!). Bemerkenswert ist das Verhalten von Ag und Pb, die z. T. gemeinsam mit Cu ein Auftreten in den älteren Ausscheidungen der *fa*-Formation bevorzugen. Diesen Elementen entgegengesetzt verhalten sich Zn und Fe, die in den Endausscheidungen am stärksten vertreten sind. Zugunsten einer Umlagerung spricht demnach hier u. a. die Tatsache, daß die zur Abscheidung gelangende Elementfolge Ag-Pb-Cu-Zn-Fe gerade umgekehrt zur allgemeinen hydrothermalen Normalabfolge verläuft.

Gegenüber dem sinkenden Schwefelpartialdruck erfolgt in den anschließenden Absätzen der „Edlen Geschicke“ eine stärkere Anreicherung des As. Dieses Element war in den bisherigen Abfolgen nur wenig in Erscheinung getreten. Als Schwefelvertreter tritt As innerhalb der „arsenidischen Abfolge“ zunächst als Anion (Co- und Ni-Arsenide) und daran anschließend auch in gediegener Form bzw. innerhalb der „karbonatischen Endabfolge“ als Kation im Anionenkomplex auf. Sb kommt neben As nur untergeordnet vor. Speziell mit der As-Sb-Ver-

teilung in hydrothermalen Mineralfolgen beschäftigte sich TISCHENDORF (1955 b). Er kommt zu der Feststellung, daß sich Arsen jeweils in den Erstparagenesen, Antimon dagegen vorzugsweise in den Endparagenesen anreichert. Innerhalb der Freiburger Paragenesen können wir danach eine dreimal sich wiederholende Anreicherungsrythmik von Arsen-Antimon unterscheiden:

1. innerhalb der *kb*-Formation: Arsenkies I – Tennantit → Tetraedrit I
2. innerhalb der *eb*-Formation: Proustit I → Tetraedrit II – Dyskrasit – Miargyrit – Pyrargyrit – Freieslebenit – Stephanit – Polybasit
3. innerhalb der „Edlen Geschicke“: Speiskobalt-Chloanthit – Rotnickelkies – Rammelsbergit – Safflorit – Löllingit – Gersdorffit – ged. Arsen – Proustit II → Tetraedrit IV – Pyrargyrit II – Stephanit II – Polybasit II

Bei der allgemeinen Betrachtung des gesamten Mineralisationszyklus ist festzustellen, daß As jedoch erst in den Endparagenesen („Edle Geschicke“) seine größte Anreicherung erfährt, während Sb im zweiten Rhythmus bereits schon seine höchste Konzentration erreichte.

Ein vorübergehendes durch Korrosion älterer Sulfidparagenesen bewirktes Ansteigen des Schwefelpartialdruckes ermöglichte auch in den „Edlen Geschicken“ eine nochmalige Abscheidung von geringen Sulfidmengen. Charakteristisch für diese jüngsten Ausscheidungen des Freiburger Lagerstättenbezirkes ist jedoch das Auftreten von Bi, Co und Ni in eigenen Mineralien. Alle drei Elemente waren bereits in den Sulfiden der *kb*-Formation (Arsenkies I, Pyrit I, Magnetkies, Zinkblende I und Bleiglanz I) z. T. als wichtige Spurenelemente vorhanden. Erst in den jüngsten Paragenesen erreichen sie schließlich die Kon-

Tabelle 7

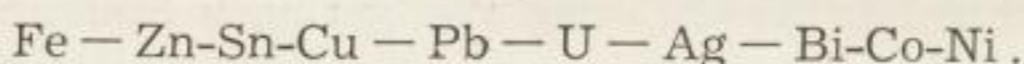
Formation	kb			eba	eb		fba	Edle Gesch.	
	Kies.	Zn-Sn-Cu	Pb		Sulfid.	Ag		Arsenid.	Karbon.
Temperatur der Lösungen	kata- bis mesothermal			mesothermal	meso- bis epithermal		meso- bis epithermal	epithermal	
pH-Wert-Bereich	alkalisch			sauer	neutral bis alkalisch		sauer bis ± neutral		
Hauptelemente der Primärerze (Kation)	Fe	Zn, Sn, Cu	Pb	U (Fe, Mn)	Ag			Bi, Co, Ni, (Ag)	
Hauptelemente der Primärerze (Anion)	S, As	S	S	O	Sb, S			As, S, Sb	
Hauptgangarten	SiO ₂			SiO ₂ , BaSO ₄	RCO ₃ *		BaSO ₄ , CaF ₂	RCO ₃ *	

* R = Fe, Mn, Mg, Ca

zentrationen, um als Hauptelemente auftreten zu können. Daneben erfährt auch Ag innerhalb der „karbonatischen Abfolge“ der „Edlen Geschicke“ eine nochmalige Anreicherung. Ähnlich wie in der *eb*-Formation tritt es zuletzt auch hier als ged. Silber auf. Analog verhält sich Ge, das in den älteren Mineralien (Zinkblende I) kaum nachgewiesen werden konnte, jedoch in den jüngeren Mineralbildungen der „Edlen Geschicke“ sich zu wesentlichen Gehalten anreicherte, um schließlich in Form des Argyrodits als eigenes Mineral zu erscheinen. Tl zeigt ebenfalls in den jüngeren Paragenesen eine Anreicherung, jedoch konnte hier ein eigenes Thalliummineral (evtl. Hutchinsonit!) bisher noch nicht nachgewiesen werden. Eine gewisse Konzentration wird evtl. auch Se erfahren haben (Clausenthalit).

Der stetigen Zunahme all dieser Elemente steht eine Abnahme von Sn, Zn, Cu und Pb gegenüber. Nach ihrer Hauptausscheidung in den *kb*-Paragenesen zeigen sie alle eine plötzliche Abnahme, um in den jüngeren meso- bis epithermalen Bildungen nur noch in Umlagerungen bzw. als Spurenelemente aufzutreten.

Für den primär-azendenden Mineralisationsablauf im zentralen Freiburger Lagerstättenbezirk (Bild 132) ergibt sich demnach die Hauptelementfolge (Kationen)



Zusammenfassend sind in Tabelle 7 die Veränderungen des Lösungscharakters und die Verteilung der einzelnen Elemente und Hauptgangarten innerhalb des zweiten Mineralisationszyklus dargestellt.

b) Räumliche Verteilung der Mineralparagenesen

Auf den Freiburger Erzgängen konnten bisher infolge des außerordentlich starken „telescoping“ der einzelnen Mineralparagenesen nur geringe primäre Teufenunterschiede beobachtet werden. Außerdem wirkte sich die z. T. traditionsbedingte, starke lokale Trennung der einzelnen Freiburger „Erzformationen“ (*kb*-Formation im Revier Freiberg, *eb*-Formation im Revier Brand, *fba*-Formation im Revier Halsbrücke) besonders hinderlich auf das Erkennen einer zonalen Verteilung aus. Erst die Feststellung, daß es sich bei den fünf charakteristischen Gangerzformationen (*kb*, *eba*, *eb*, *fba*, „Edle Geschicke“) um eine einheitliche, zusammengehörige Mineralisationsfolge handelt, deren einzelne Paragenesen lediglich durch eine außerordentlich intensive und ausgeprägte Gangtektonik ineinandergeschoben (teleskopiert) wurden, ermöglichte einigermaßen, die Zusammenhänge in der zonalen Verteilung der Freiburger Mineralparagenesen zu erkennen.

Durch die bergmännischen Neuaufschlüsse der letzten Jahre konnte weiterhin die Erfahrung gemacht werden, daß die bisher auf den Gängen bekannte Mineralführung nach der Teufe zu einem oftmals häufigen Wechsel unterworfen ist, d. h., daß verschiedenaltige Paragenesen bzw. „Erzformationen“ übereinander angeordnet sein können. Lediglich der verhältnismäßig tiefreichende Bildungsraum der verschiedenen Paragenesen einerseits und der demgegenüber noch teilweise zu geringe Teufenaufschluß andererseits verhinderten bisher oftmals das Erkennen des vorhandenen räumlichen Fazieswechsels.

1. Teufenunterschiede

Auf Grund der neuerdings in den Freiburger Revieren durchgeführten systematischen Gangkartierungen und der Sichtung der umfangreichen betrieblichen Unterlagen, Berichte sowie der Akten des ehem. Oberbergamtes Freiberg und der älteren Veröffentlichungen wurden die Verbreitung und die quantitative Beteiligung der einzelnen Mineralparagenesen an der Ausfüllung der wichtigsten Gänge des zentralen Freiburger Lagerstättenbezirkes festgestellt.¹²

Danach ist auf allen Gängen ein mehr oder weniger stark ausgeprägter lateraler Fazieswechsel vorhanden, der, obwohl die einzelnen Paragenesen z. T. stark ineinandergeschoben sind (telescoping), stets der Altersfolge der Mineralführung entspricht.

Da außerdem, wie weiter unten noch näher dargestellt wird, eine zusätzliche Abhängigkeit der Mineralisation vom jeweiligen Gangstreichen besteht, machte sich zur Klärung der räumlichen Verteilung der Freiburger Paragenesen zunächst eine Trennung der Gänge nach ihren Hauptstreichrichtungen (N-S = s_1 -System und E-W = s_2 -System) notwendig.

Die Gänge des s_1 -Systems (Scher- und Zugspalten) führen meistens in ihrem tiefsten Niveau die katathermale *kb*-Paragenesen, wobei manchmal, besonders auf den mehr NNE-SSW streichenden Gängen, die „kiesige Abfolge“ überwiegen kann. Nach oben zu stark überlappend, setzt sich dieselbe fort in die mehr an Zinkblende und Bleiglanz reichen Abfolgen, die ihrerseits wieder lokal stark angereicherte zinnkies- und kupferkieshaltige Zonen beinhalten können. Auf Grund der unterschiedlichen Spurenelementgehalte in der Zinkblende und im Bleiglanz ließen sich auch innerhalb dieser Abfolgen noch weitere primäre Teufenbereiche abgrenzen (Bilder 72, 128 und 130). Weiter anschließend nach oben sind besonders auf den Gängen des südlichen Lagerstättenbereiches (Revier Brand) *eba*- und *eb*-Paragenesen vertreten, die oftmals in die älteren und tiefer sitzenden *kb*-Paragenesen teleskopiert sind. Trotzdem läßt sich nach oben eine stetige Zunahme und auf bestimmten Gängen schließlich auch die alleinige Vorherrschaft der jüngeren Paragenesen feststellen.

Die Gänge des s_2 -Systems (Scher- und Zugspalten) lassen ebenfalls deutliche wenn auch manchmal nicht so ausgeprägte Teufenunterschiede erkennen. In den untersten Teufen sind auch hier häufig *kb*-, *eba*- und *eb*-Paragenesen vertreten, die jedoch meistens schon von jüngeren *fba*-Paragenesen begleitet werden, wobei letztere in den oberen Teufen überhandnehmen bzw. schließlich die alleinige Gangfüllung übernehmen. Ein deutlich ausgeprägter Teufenunterschied zwischen dem „Harten Trum“ und dem „Weichen Trum“ der *fba*-Formation war bisher nicht festzustellen, dagegen konnte eine bevorzugte Verquarzung des Barytes innerhalb des „Harten Trums“ und eine Zunahme des Flußspates innerhalb des „Weichen Trums“ nach der Teufe zu allgemein beobachtet werden (JAHN 1950 und TISCHENDORF 1955). Die obersten Zonen dieser Gänge werden dann häufig von „Edlen Geschicken“ (besonders auf Gangkreuzen!) bevorzugt, an die sich dann meist eine allgemeine Vertaubung anschließt.

¹² Die Ergebnisse dieser Untersuchungen sollen in einer eigenen Arbeit veröffentlicht werden.

2. Zonale Verbreitung

Der auf den Freiburger Gängen vorhandene laterale Fazieswechsel macht sich natürlich auch in einer entsprechenden räumlichen Verteilung bemerkbar. In den Anlagen 2 und 3 wurde mittels schematischer Profile diese zonale Anordnung der Mineralparagenesen (zoning) innerhalb des Freiburger Raumes dargestellt, und zwar zunächst getrennt nach den beiden Hauptstreichrichtungen der Gänge (s_1 -System = 1. zoning; s_2 -System = 2. zoning)¹³. Danach können von innen nach außen folgende isogenetische Mineralisationsbereiche unterschieden werden:

1. zoning (auf den Gängen des s_1 -Systems):

I. Zentralbereich oder Zone der reinen *kb*-Formation.

Sie umschließt den Bereich der fast reinen *kb*-Vorkommen, wobei die hochthermalen Paragenesen (Kiesige Abfolge, Zn-Pb-Abfolgen) teilweise überwiegen können. Paragenesen der jüngeren Erzformationen treten praktisch weitgehend zurück. Diese Zone fällt annähernd mit dem Bereich der höchsten Bi-Gehalte ($\geq 0,1\%$) im Bleiglanz I der *kb*-Formation zusammen (Bild 72).

Die Hauptverbreitungsgebiete dieser hochthermalen Zone sind vor allem der Zentralteil des eigentlichen Freiburger Reviers mit Ausläufern nach SE bis in die Revierabteilung von „Muldenhütten“ und „Junge hohe Birke“ (Anl. 2, Profil Nr. 2, 3, 4, 5, 6, 7) sowie einige kleinere Teufenbereiche im Revier Brand. Letztere sind wahrscheinlich mit einer vermutlichen sekundären Aufwölbung des erzbringenden Freiburger Plutons innerhalb dieses Gebietes in Zusammenhang zu bringen. Allgemein umfaßt der Zentralbereich jeweils nur die untersten Gangteile. Er verbreitet sich glockenförmig nach der Teufe, so daß auch die Gänge der Randgebiete, die bisher zum großen Teil noch jüngere Paragenesen führten, nach unten zu einmal in diese Zone der reinen *kb*-Ausbildung münden werden.

II. Zwischenbereich oder Zone der Übergangsparagenesen.

In direkter Fortsetzung des Zentralbereiches schließt sich nach außen zu eine Zone mit noch immer vorherrschender *kb*-Vererzung an, neben der jedoch außerdem die Paragenesen der *eba*-Formation sowie die untersten, vorwiegend reine Karbonate führenden Teile der *eb*-Formation auftreten können (Bereich des stärksten telescoping!). Diese Zone geht annähernd parallel mit dem Bereich der mittleren Bi-Gehalte (= $0,01\%$) im Bleiglanz I (Bild 72). Weiterhin zeichnet sich die Zinkblende I innerhalb dieser Zone z. T. durch eine reichhaltige Zinnkies- und Kupferkiesführung aus („Zinn-gürtel“ von Freiberg!).

Das Verbreitungsgebiet dieser Übergangszone umfaßt einen großen Teil des bisher aufgeschlossenen Freiburger Lagerstättenbezirkes (Anl. 2, Profil-Nr. 1 bis 10). Im Zentralteil des Freiburger Kernreviers streichen die Paragenesen dieser Zone bis zur heutigen Erdoberfläche aus. Dieses mit Hilfe der entsprechenden isogenetischen Linie (= Isothermallinie) in Anl. 2 umgrenzte Gebiet zeigt einen annähernd herzynischen Verlauf. Es erstreckt sich vom NW-Teil des Freiburger Zentralreviers (Abt. „Oberes Neues Geschrei“) bis in das Grubengebiet von „Muldenhütten“. Damit läßt sich zwischen der Verbreitung der Paragenesen und der vermutlichen Morphologie des noch unbekanntem erzbringenden Freiburger Plutons (s. Abschn. A und B!) eine weitgehende Übereinstimmung nachweisen.

¹³ Die einzelnen Erzgänge wurden auf den Profilen in Form von Säulen dargestellt.

III. Äußerer Bereich oder Zone der vorherrschenden *eb*-Formation.

Die *eb*-Paragenesen überwiegen hier teilweise auf den Gängen. Doch sind innerhalb dieses Bereiches auch noch Mineralien der *eba*-Formation und jüngere Paragenesen der *kb*-Formation anzutreffen. Vor allem die Zn-Sn-Cu-Abfolge mit einem z. T. hohen Kupferkiesübergewicht sind in den unteren Gangabschnitten dieses Bereiches zur Abscheidung gelangt. Durch intensive Umlagerungen im Gefolge des Absatzes der *eb*-Paragenesen und einer oftmals damit in Zusammenhang stehenden azendenten Zementation kam es zur Bildung einer sehr reichen Kupferparagenese (Freiberger „Kupferformation“!). Das Auftreten der *eb*-Formation bewirkt außerdem noch einen hohen Silberreichtum dieser Zone. Der *kb*-Bleiglanz I zeigt innerhalb dieser Zone die niedrigsten Bi-Gehalte ($\leq 0,001\%$).

Die Hauptverbreitung dieses Bereiches liegt vor allem in den südlich bis südwestlich an das Freiberger Zentralrevier sich anschließenden Gebietsteilen des Reviers Brand (Anl. 2, Profil Nr. 6 bis 10). Entsprechend der wahrscheinlich sehr allmählich abfallenden SW-Flanke des erzbringenden Plutons ist die Ausbildung und Verbreitung der Zonen in dieser Richtung eindeutiger und großräumiger entwickelt als in Richtung N bzw. NE. In diesen Gebieten, besonders auf den Stehenden Gängen des Reviers Halsbrücke, ist diese zonale Verbreitung der Mineralparagenesen weniger deutlich ausgebildet (Anl. 2, Profil Nr. 1).

IV. Randlicher Bereich oder Zone der reinen *eb*-Formation.

Die Gangfüllung besteht hier fast ausschließlich aus Paragenesen der *eb*-Formation.

Diese für den heutigen Bergbau uninteressant gewordenen Gangbereiche liegen vor allem im äußersten SW des Lagerstättenbezirkes. Sie schließen sich direkt an die Zone des „Äußeren Bereiches“ an (Anl. 2, Profil Nr. 7 bis 10). Das teilweise Zurückweichen dieser Zone nach W im äußersten Süden des Brander Reviers wurde wahrscheinlich durch die vermutliche, sekundäre Granitaufwölbung im Gebiet von Himmelsfürst verursacht.

2. zoning (auf den Gängen des s_2 -Systems):

I. Bereich mit vorherrschender *fba*-Formation.

Diese Zone hat ihr Hauptverbreitungsgebiet vor allem im nördlichen Teil des Freiberger Lagerstättenbezirkes (Anl. 3). Im Gebiet des Reviers von Halsbrücke erstrecken sich die Paragenesen der *fba*-Formation bis an die heutige Erdoberfläche. Das mit Hilfe der entsprechenden Isothermallinie umgrenzte Gebiet zeigt ebenfalls – wie bereits schon der *kb*-Bereich (Zwischenbereich II) im 1. zoning – einen annähernd herzynen Verlauf. Gegenüber dem *kb*-Bereich scheint jedoch jetzt innerhalb des 2. zoning der entsprechend höhere Thermalbereich der Lösungen etwas nach N gewandert zu sein. Neben den *fba*-Paragenesen treten natürlich auf den vorwiegend tieferen Teilen der Gänge auch noch ältere Mineralabfolgen der *kb*-, *eba*- und *eb*-Formation auf, die z. T. ein sehr starkes telescoping zeigen können.

II. Bereich mit vorwiegend „Edlen Geschicken“.

Die Mineralführung auf den Gängen ist hier besonders noch durch das Hinzutreten von Paragenesen der „Edlen Geschicke“ zu den älteren Erzformationen gekennzeichnet. Diese Zone umsäumt mehr oder weniger konzentrisch den Bereich der vorherrschenden *fba*-Formation, d. h., ihre Hauptverbreitungsgebiete liegen einmal weiter im NW (Revierabt. „Kurprinz“) und zum anderen im SW bzw. S des Halsbrücker Reviers. Im Freiberger Zentralrevier einschließlich „Muldenhütten“ streicht diese Zone bis zur Erdoberfläche aus. Die silberreichen Paragenesen der „Edlen Geschicke“ werden demnach mit

zur Veredlung, besonders auf den oberen Gangkreuzen innerhalb dieses Bereiches, beigetragen haben. Weiter in Richtung S, d. h. im Gebiet von Brand, sinkt dieser Bereich allmählich nach der Teufe zu ab, um im Gebiet von „Himmelsfürst“ noch einmal einen kurzen Anstieg zu erreichen (Anl. 3, Profil Nr. 12, 13, 17, 18). Die außerordentliche Verbreitung der „Edlen Geschicke“ vor allem im Revier Brand findet damit ihre Erklärung.

III. Taube Zone.

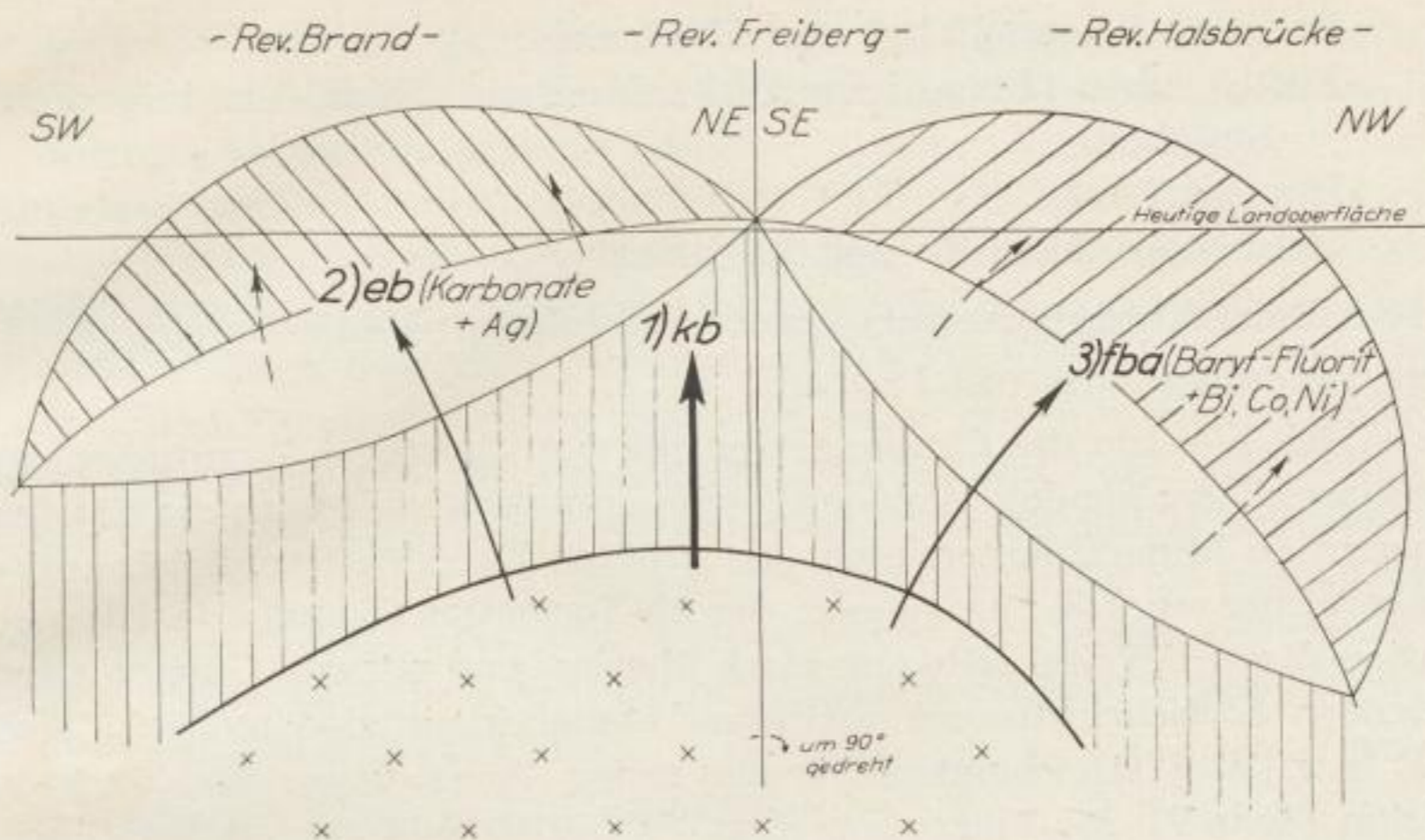
Innerhalb dieses sich weiterhin anschließenden Bereiches tritt allmählich die Vererzung vollkommen zurück, um einer allgemeinen Vertaubung der Gänge Platz zu machen.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß die zonale Verbreitung der Freiburger Mineralparagenesen (wegen der Übersichtlichkeit zunächst in ein 1. und 2. zoning getrennt!) auf das Vorhandensein eines ausgedehnten, unterlagernden Magmenkörpers schließen läßt, dessen Massenachse in annähernd herzynischer Richtung verläuft. Seine SW-Flanke ist auf Grund des „zoning“ wahrscheinlich flacher geneigt als seine NE-Flanke. Weiterhin scheint das Zentrum des Abströmens der Thermallösungen im Verlauf der Lösungsabgabe vom SE-Teil des vermutlichen Granitmassives nach dem NW-Teil gewandert zu sein. Jedenfalls deutet die gegenüber dem Zentralbereich vom 1. zoning erfolgte NW-Verschiebung des höchsten Thermalbereiches vom 2. zoning darauf hin. Die räumliche Verteilung der Mineralabfolgen läßt außerdem noch eine sekundäre Granitaufwölbung im südlichen Teil des Brander Reviers als wahrscheinlich erscheinen.

Allgemein sind die Abfolgen der *kb*-Formation fast im gesamten Lagerstättenbezirk vertreten, sie zeigen damit von allen Freiburger Erzformationen die größte Intensität und Extensität. Demgegenüber haben die Paragenesen der *eb*-Formation ihre Hauptverbreitung vorzugsweise im südlichen Teil des Lagerstättenbezirkes (Revier Brand), während diejenigen der *fba*-Formation ihre intensivste Ausbildung im nördlichen Teil des Lagerstättenbezirkes (Revier Halsbrücke) haben. Da die Lösungen beider Formationen mit den älteren *kb*-Paragenesen oftmals in starke Wechselwirkungen traten, die mannigfache Umlagerungen im Gefolge hatten, läßt sich schematisch das Freiburger „zoning“ allgemein folgendermaßen darstellen (Bild 135).

Danach kann angenommen werden, daß sich zuerst die *kb*-Abfolgen aureolenhaft und annähernd gleichmäßig um den Freiburger Pluton herum in zonaler Anordnung verteilten. Durch die jüngeren karbonatischen Lösungen der *eb*-Formation, deren Aufstieg bevorzugt im südlichen Teil des Lagerstättenbezirkes erfolgte, wurde ein Teil der älteren *kb*-Paragenesen wieder aufgelöst und gemeinsam mit dem primär zugeführten Ag in höheren Gangteilen zum Absatz gebracht. Analog wurden durch die vorwiegend im nördlichen Teil des Lagerstättenbezirkes aufsteigenden fluorbarytischen Lösungen der *fba*-Formation ebenfalls korrodierte Teile der *kb*-Formation teilweise gemeinsam mit dem primär zugeführten Bi, Co und Ni in höheren Gangzonen wieder abgeschieden.

Diese Verschiebungen in den primären Teufenverhältnissen der Mineralführung sowie das z. T. dadurch bedingte starke telescoping erschwerten bisher die Deutung der zonalen Verteilung der Freiburger Paragenesen.

Bild 135. Schema der Freiburger Teufenzonen¹⁴

II. GANGTEKTONIK UND MINERALISATION

a) Die zusätzliche Abhängigkeit der Mineralisation vom Streichen der Erzgänge

Neben den Teufenunterschieden auf den Freiburger Erzgängen ist zusätzlich noch eine deutliche Abhängigkeit der Mineralisation vom Gangstreichen vorhanden. Die Darstellung des 1. und 2. zoning (Anlagen 2 und 3) erfolgte zunächst nur auf der Grundlage der primären Teufenstufe der einzelnen Gänge, die nach ihrem Generalstreichen in zwei Hauptgruppen (s_1 -System = 1. zoning; s_2 -System = 2. zoning) aufgegliedert und demzufolge auch getrennt betrachtet wurden. In Wirklichkeit liegen jedoch kontinuierliche Übergänge zwischen dem 1. und 2. zoning vor, die bei der Berücksichtigung des Gangstreichens deutlich erkennbar werden, indem sich die Gänge mit Änderung der Streichrichtung (von N-S nach W-E) allmählich aus dem 1. zoning in das 2. zoning „hineindrehen“.

Die Auswertung der in ihren primären Teufenstufen bekannten Freiburger Erzgänge unter Berücksichtigung des zugehörigen Gangstreichens erfolgte in Anlage 4¹⁵. Die innerhalb der vier Freiburger Revierabteilungen zusammengefaßten Erzgänge wurden zunächst jeweils getrennt ausgewertet. Es erfolgte demnach die Aufstellung je eines Vererzungsdiagrammes für die Reviere bzw. Revierabteilungen

- ¹⁴ Natürlich ist diese Darstellung nur eine sehr starke Schematisierung der tatsächlichen Verhältnisse. In Wirklichkeit muß vor allem eine noch stärkere Überlappung der *eb*- und *fba*-Formation angenommen werden. Außerdem wurde das Streichen der Gänge nur insofern berücksichtigt, als die Profile des 1. zoning (Gänge des s_1 -Systems) und des 2. zoning (Gänge des s_2 -Systems) annähernd in eine Bildebene geklappt wurden.
- ¹⁵ Die Abhängigkeit der Mineralisation vom Gangstreichen und von der Teufe wurde mit Hilfe des Polarkoordinatensystems (r, φ) dargestellt. Dabei bedeuten der Radiusvektor (Leitstrahl) r die Teufe und der Phasenwinkel φ die Streichrichtung der Erzgänge.

Freiberg (Himmelfahrt und Muldenhütten),
 Mittelgruben (Junge hohe Birke, Beschert Glück, Vereinigt Feld und
 Einigkeit),
 Himmelsfürst,
 Halsbrücke (Beihilfe und Kurprinz).

Bei der Betrachtung derselben ergeben sich folgende Feststellungen (Anlage 4):

1. Vererzungsdiagramm von Freiberg

Da es sich hier um das Grubengebiet mit dem tiefsten z. Z. aufgeschlossenen Lagerstättenniveau handelt (Anlage 2), nehmen naturgemäß auch die ältesten und hochthermalen Mineralparagenesen den größten Teil des Streichrichtungs- und Teufenbereiches ein. Die Paragenesen der *kb*-Formation (Zonen I, II, III) und *eba*-Formation (Zone IV) sind teilweise stark überlappend auf den Gängen aller hier auftretenden Streichrichtungen vertreten. Lediglich auf den mehr in Richtung NW-SE bzw. W-E streichenden Gängen treten Paragenesen der jüngeren *eb*-Formation (Zone V), *fa*-Formation (Zone VII, VIII) und der „Edlen Geschicke“ (Zone IX) auf. Generell ist danach eine Zunahme der jüngeren Paragenesen beim Schwenken des Gangstreichens entgegengesetzt dem Uhrzeigersinn (aus der Richtung N-S in die Richtung W-E) festzustellen. Bei der gleichzeitigen Berücksichtigung von Gangstreichen und primärer Teufenstufe ergibt sich dabei das charakteristische, verschieden stark gekrümmte „Eindrehen“ der betreffenden paragenetischen Begrenzungslinien. Um die dabei auftretenden z. T. starken Überlappungen deutlicher werden zu lassen, wurden die einzelnen paragenetischen Bereiche plastisch dargestellt. Der in der Streichrichtung N 155° verlaufende Trennungsschnitt ergibt sich aus der Abgrenzung des 1. und 2. „zoning“ (Anlagen 2 und 3). Der größere Streichrichtungsunterschied zwischen den Gängen des s_1 -Systems (1. zoning) und des s_2 -Systems (2. zoning) und der dadurch bedingte längere tektonische Hiatus bis zur 7. Öffnungsbewegung sowie die damit z. T. zusammenhängenden Rejuvenationserscheinungen verursachten eine Verschiebung im gesetzmäßigen tektonisch-paragenetischen Ablauf, die diesen scheinbaren „Verwurf“ zwischen den 1. und 2. zoning bewirkte.

2. Vererzungsdiagramm der Mittelgruben

Gegenüber dem Revier Freiberg ist hier, entsprechend dem höheren Lagerstättenniveau, ein deutliches Zurückweichen der hochthermalen *kb*-Paragenesen (Zone I) auf den Streichrichtungsbereich von N 10°–30° festzustellen. Im Gegensatz dazu macht sich eine Ausweitung der *eba*- und *eb*-Paragenesen bemerkbar (Zonen IV, V, VI), die z. T. außerordentlich stark die *kb*-Paragenesen (Zone II) überlappen. Führten im Revier Freiberg alle Gänge des s_1 -Systems nach der Teufe zu vorzugsweise *kb*-Paragenesen, so reichen innerhalb der Revierabteilung „Mittelgruben“ die Paragenesen der *eba*- und *eb*-Formation teilweise bis in die tiefsten, bisher dort aufgeschlossenen Gangbereiche hinab. Der stark gekrümmte Verlauf der paragenetischen Begrenzungslinien innerhalb des Streichrichtungsbereiches des s_1 -Systems läßt jedoch erkennen, daß trotz dieser starken gegenseitigen Überlappungen (telescoping!) die primäre Teufenstufe sowohl im Revier Freiberg als auch in den „Mittelgruben“ deutlich genug in Erscheinung tritt. Im Gegensatz dazu

Bergakademie
 -Bücherei-
 Freiberg i. Sa.

zeigt der etwas weniger gekrümmte Verlauf der paragenetischen Begrenzungslinien im Streichrichtungsbereich des s_2 -Systems, daß hier die primäre Teufenstufe nicht so deutlich ausgeprägt ist.

Innerhalb des Streichrichtungsbereiches $N 80^\circ - 140^\circ$ der Gänge des s_2 -Systems konnte im Gegensatz zum Revier Freiberg bisher in den Mittelgruben kaum eine *kb*-Mineralisation festgestellt werden. Dafür nimmt die Mineralisation der jüngeren Erzformationen, besonders diejenige der *fb*a-Formation (Zonen VII und VIII) und der „Edlen Geschicke“ (Zone IX), einen um so größeren Raum ein. Jedoch ist dabei zu berücksichtigen, daß die Intensität dieser Erzformationen in jenem Bereich teilweise sehr gering ist. Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang noch die relativ starke Verbreitung der tauben Gänge (Zone X), die in manchen Grubenabteilungen oftmals sehr groß werden kann, was jedoch bei der innerhalb des Vererzungsdiagramms allgemein notwendigen Schematisierung hier nicht so deutlich in Erscheinung tritt.

3. Vererzungsdiagramm von „Himmelsfürst“

In Fortsetzung der schon in den Mittelgruben festgestellten Tendenz eines stetigen Zurückweichens der *kb*-Paragenesen machen sich hier die Paragenesen der Zone I nur noch innerhalb des äußersten Streichrichtungsbereiches zwischen $N 20^\circ - 30^\circ$, und auch da nur unterhalb der Rothsönberger-Stolln-Sohle, bemerkbar.

Im Gegensatz dazu zeigen die *eb*-Paragenesen (Zonen V und VI) eine entsprechend größere Verbreitung. Sie nehmen auf Grund des Vererzungsdiagramms einen erheblichen Anteil der bisher in dieser Revierabteilung aufgeschlossenen Gangflächen ein. Das dabei auftretende telescoping mit den älteren Erzformationen ist ebenfalls wie auf den Gängen des s_1 -Systems der Mittelgruben außerordentlich stark ausgeprägt. Bezüglich der *eba*-Formation (Zone IV) tritt sogar eine fast vollständige Überlappung durch die *eb*-Formation ein.

Auf den Gängen des s_2 -Systems ($N 80^\circ - 135^\circ$) macht sich gegenüber Freiberg und den „Mittelgruben“ vor allem eine deutliche Vergrößerung des Verbreitungsbereiches der „Edlen Geschicke“ bemerkbar (Zone IX), während die Bereiche der *fb*a-Formation (Zonen VII und VIII) und der tauben Gänge (Zone X) gegenüber den Mittelgruben annähernd gleich geblieben sind.

Der „Verwurf“ zwischen dem 1. und 2. zoning tritt hier besonders deutlich in Erscheinung, da vorzugsweise auf den NW-SE streichenden Gängen ($N 110^\circ - 135^\circ$), wenn auch mit geringerer Intensität, *kb*-Paragenesen auftreten.

Allgemein läßt der weniger gekrümmte Verlauf der paragenetischen Begrenzungslinien innerhalb des Streichrichtungsbereiches der Gänge des s_2 -Systems darauf schließen, daß hier die primäre Teufenstufe weniger ausgeprägt ist als auf den jeweiligen Gängen des s_1 -Systems.

4. Vererzungsdiagramm von Halsbrücke

Die Paragenesen der älteren Erzformationen sind hier noch weiter zurückgedrängt, z. T. treten sie fast überhaupt nicht in Erscheinung (Zone I der *kb*!). Allgemein ist festzustellen, daß dieselben auf den Gängen des s_1 -Systems nur eine geringe Intensität aufweisen. Dagegen zeigen die jüngeren Erzformationen,

insbesondere die Paragenesen der *fba*-Formation, auf den Gängen des s_2 -Systems ihre Hauptverbreitung. Deutlich tritt die bereits früher erwähnte Streichrichtungsabhängigkeit zwischen den Paragenesen des „Harten Trums“ ($N 90^\circ - 145^\circ$) und des „Weichen Trums“ ($N 90^\circ - 110^\circ$) in Erscheinung (Zonen VII und VIII). Auch hier deutet der nur schwach gekrümmte Verlauf der paragenetischen Begrenzungslinien darauf hin, daß kaum primäre Teufenunterschiede anzutreffen sind. Die *fba*-Formation nimmt in Halsbrücke auf Grund des tiefen Lagerstättenniveaus innerhalb des 2. zoning (Anlage 3) den größten Streichrichtungsbereich von den Gängen des s_2 -Systems ein. Dazu ist der Verbreitungsbereich der „Edlen Geschicke“ (Zone IX) gegenüber den anderen Revieren bzw. Revierabteilungen entsprechend kleiner. Der taube Gangbereich (Zone X) tritt hier überhaupt nicht in Erscheinung.

Zusammenfassend ergibt sich aus den vier Vererzungsdiagrammen ein gewisses Gebundensein der Freiburger Mineralabfolgen an bestimmte Gangrichtungen, deren Streichen im Verlauf der Mineralisation einem kontinuierlichen Drehsinn von NE-SW nach W-E (entgegengesetzt dem Uhrzeigersinn!) unterliegt. Aus der gleichzeitigen Berücksichtigung der primären Teufenunterschiede ergibt sich dann das mehr oder weniger gekrümmte „Eindrehen“ der paragenetischen Begrenzungslinien, die in Wirklichkeit wendelförmig in den Lagerstättenbezirk eintauchende Spiralfächen darstellen.

Besonders deutlich werden diese Gesetzmäßigkeiten im Vererzungsdiagramm von Gesamt-Freiberg erkennbar (Bild 134). Hier wurden die vier Vererzungsdiagramme der einzelnen Reviere aus Anlage 4 in einem einzigen Diagramm zusammenfassend dargestellt¹⁶. Auch hier ergibt sich deutlich ein Schnitt zwischen den vorwiegend tektonisch bedingten Bereichen des 1. zoning (Gänge des s_1 -Systems) und des 2. zoning (Gänge des s_2 -Systems). Das für Gesamt-Freiberg durchschnittliche Streichen dieser „Verschiebungsfläche“ liegt bei annähernd 150° . Die speziellen Teufenbereiche der vier einzelnen Freiburger Reviere bzw. Revierabteilungen sind, für das 1. und 2. zoning getrennt, unterhalb der beiden äußersten Radiusvektoren dargestellt worden. Sehr anschaulich ergeben sich daraus die unterschiedlichen Lagerstättenniveaus der einzelnen Reviere sowie ihre gegenseitigen Lagebeziehungen.

Deutlich ist innerhalb des 1. zoning das allmähliche Ansteigen der Teufenbereiche vom Revier Freiberg mit dem relativ tiefsten Lagerstättenniveau über die „Mittelgruben“ bis zur Revierabteilung „Himmelsfürst“ erkennbar. Bemerkenswert ist das relativ hohe Niveau vom Revier Halsbrücke. Dem entspricht die steilere Granitflanke nach N, während dem allmählichen Niveaustieg in Richtung „Himmelsfürst“ der flachere Verlauf der Granitflanke nach S entspricht.

Einfacher liegen die Verhältnisse innerhalb des 2. zoning. Hier ist ein langsames, stetiges Ansteigen der betreffenden Teufenbereiche von N (Revier Halsbrücke) nach S (Revier Freiberg, Revier Brand) feststellbar.

¹⁶ Radiusvektor (Leitstrahl) r bedeutet hier die bisher aufgeschlossene Gesamt-Lagerstättenteufe und Phasenwinkel φ umschließt den Streichrichtungsbereich aller Erzgänge des zentralen Freiburger Lagerstättenbezirkes.

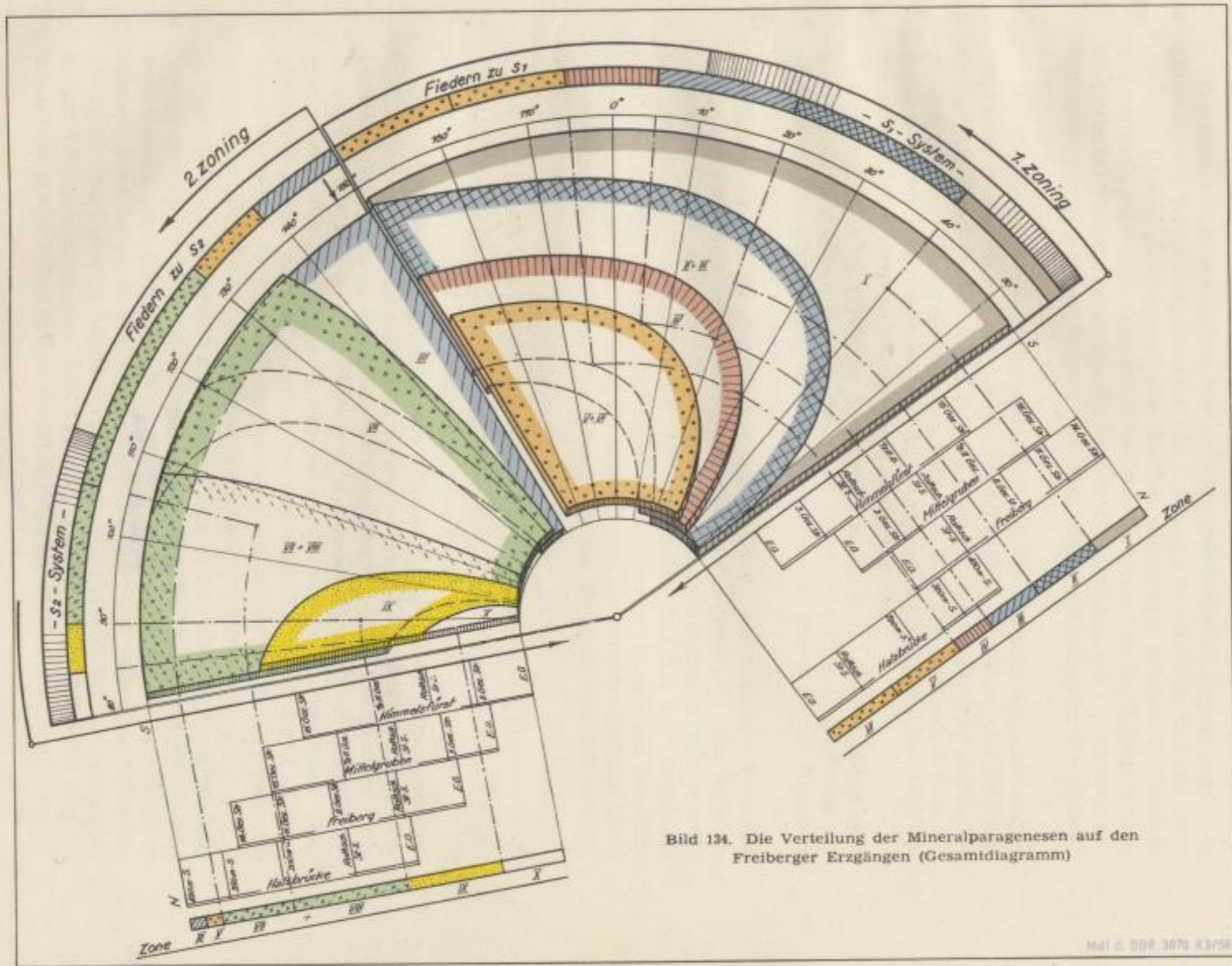


Bild 134. Die Verteilung der Mineralparagenesen auf den Freiburger Erzgängen (Gesamtdiagramm)

Mit d. DDR 3070 K3/58

**Bergakademie
-Bücherei-
Freiberg i. Sa.**

Der relativ stark gekrümmte Verlauf der paragenetischen Begrenzungslinien innerhalb des Verbreitungsbereiches des 1. zoning läßt erkennen, daß hier trotz des vorhandenen „telescoping“ eine deutlich ausgeprägte primäre Teufenstufe innerhalb des Freiburger Lagerstättenbezirkes vorhanden ist. Im Gegensatz dazu sind primäre Teufenunterschiede im Bereich des 2. zoning, wie die schwach gekrümmten paragenetischen Begrenzungslinien zeigen, mit geringerer Deutlichkeit ausgebildet.

Die Konstruktion von „Schwerpunkten“ für die einzelnen Mineralabfolgen und deren Projektion auf den jeweils zugehörigen Radiusvektor und Teilkreis ermöglichte die schematische Bestimmung einer für Gesamt-Freiberg allgemeinen primären Teufenstufe (Zonen I bis X in Bild 134) und andererseits die Festlegung von entsprechenden, für die Paragenesen des Lagerstättenbezirkes charakteristischen Streichrichtungsbereichen der Erzgänge.

Weiterhin kann bei gegebener Streichrichtung aus dem Vererzungsdiagramm unmittelbar entnommen werden, ob die zu erwartende Mineralparagenese auf einer Scherspalte (Ruschelgang des s_1 - oder s_2 -Systems) oder auf einer Zugspalte (Fiederspalte zu s_1 oder zu s_2) anzutreffen ist.

Selbstverständlich ist diese Darstellung eine stark schematisierte Vereinfachung der wirklichen tektonisch-paragenetischen Vorgänge, die sich in ihren gleitenden Übergängen und z. T. gegenseitigen Überschneidungen noch wesentlich komplizierter gestalten können. Trotzdem bietet diese Art der Darstellung einen umfassenden Überblick über die Mineralisationsverhältnisse auf den Freiburger Gangspalten und gestattet vor allem, sofort die bergwirtschaftlich „höflichen“ Streichrichtungen und Teufenabschnitte der Erzgänge von den weniger wichtigen zu unterscheiden.

b) Ablauf der Spaltenöffnungstektonik

Aus den dargestellten tektonisch-paragenetischen Vorgängen lassen sich Rückschlüsse auf den Ablauf der Spaltenöffnungstektonik ziehen.

Bekanntlich sind die aufsteigenden Thermallösungen an die im Raum von Freiberg bereits regional-tektonisch vorgezeichneten Kluftbildungen gebunden. Die daran anschließende eigentliche Öffnungstektonik oder „Gangtektonik“ (im Unterschied zur „reinen Klufttektonik“!) ist vorwiegend durch den Erstarrungsmechanismus des Freiburger Plutons verursacht worden. Durch dessen Ausgleichsbewegungen wurden innerhalb des nach Plan III (B_3 mit s_1 und s_2) angelegten Freiburger Kluftsystems die Spaltenräume geschaffen, die ihrerseits erst die Voraussetzung für die Bildung der Erzlagerstätte darstellten.

Auf Grund der paragenetischen Untersuchungen konnten zehn Hauptöffnungsbewegungen unterschieden werden (Tabelle 4 und Bild 132), an die jeweils ganz bestimmte Mineralparagenesen gebunden sind. Da demnach jede in ihrer relativen Altersstellung bekannte Freiburger Mineralabfolge eine bestimmte Öffnungsbewegung und -richtung dokumentiert, kann somit rückschließend aus dem Freiburger Vererzungsdiagramm (Bild 134) die Entwicklung, die Intensität und der Ablauf der Spaltenöffnungstektonik (Plan IV!) abgeleitet werden.

Diese Analyse der Gangtektonik klärt damit die letzten Zusammenhänge zwischen dem bekannten tektonisch-paragenetischen Wechselspiel. Sowohl bei der weiteren bergmännischen Erkundung im Streichen und Fallen der Gänge als auch bei der Auffahrung von neuen Erzgängen können daraus für den gesamten Lagerstättenbezirk wichtige Folgerungen gezogen werden.

Auf Grund der bisherigen Untersuchungsergebnisse kann für den Ablauf der Freiburger Gangtektonik folgendes vereinfachte Schema gegeben werden (Bild 136):

Erste tektonische Öffnungsbewegung

Bevorzugte Öffnung der Klüfte des s_1 -Systems (Scher- und Fiederklüfte). Der Richtungsbereich von B_4 (= normaler Öffnungsvektor \perp ac der ehemaligen Kluftfläche) erstreckt sich von $145^\circ \rightarrow 60^\circ$.¹⁷ Beginn des 1. zoning.

I. Vorwiegend kiesige Abfolge der *kb*-Formation

Zweite tektonische Öffnungsbewegung

Öffnung von Klüften desselben Richtungsbereiches wie bereits bei der ersten Öffnungsbewegung. B_4 : $145^\circ \rightarrow 60^\circ$.¹⁷

II. Zn-Sn-Cu-Abfolge der *kb*-Formation

Dritte tektonische Öffnungsbewegung

Wiederholtes Aufreißen der Spalten des s_1 -Systems. Durch das Übergreifen der Öffnungsbewegungen auf Klüfte des s_2 -Systems deutet sich eine erstmalige, entgegengesetzt dem Uhrzeigersinn gerichtete Drehbewegung der normalen Richtungsachse B_4 an. Streubereich von B_4 : $145^\circ \rightarrow 30^\circ$.

III. Vorwiegend Pb-Abfolge der *kb*-Formation

Vierte tektonische Öffnungsbewegung

Weitere Drehung der resultierenden Richtungsachse B_4 (Streubereich: $120^\circ \rightarrow 30^\circ$).

IV. Vorzugsweiser Absatz der *eba*-Formation

Fünfte und sechste tektonische Öffnungsbewegung

Weitgehende Wiederbelebung der Gangspalten des s_1 -Systems. Jedoch das stärkere Übergreifen der Öffnungsbewegungen auf Klüfte des s_2 -Systems zeugt von einer weiteren Drehung der Richtungsachse B_4 (Streubereich: $110^\circ \rightarrow 15^\circ$).

V. Sulfidische Abfolge und

VI. Ag-Abfolge der *eb*-Formation

Siebente tektonische Öffnungsbewegung

Vorwiegend Öffnung von Gangspalten des s_2 -Systems (Scher- und Fieder- spalten). Stärkste Drehung der Richtungsachse B_4 , wahrscheinlich bedingt durch einen längeren tektonischen Hiatus. Richtungsbereich von B_4 : $55^\circ \rightarrow 350^\circ$. Beginn des 2. zoning.

VII. Absatz des „Harten Trums“ der *fa*-Formation

¹⁷ Dabei kann angenommen werden, daß dieser Bereich die 60° -Grenze noch wesentlich unterschreitet, jedoch gestatten die bisherigen Aufschlußergebnisse hier noch keine endgültige Aussage.

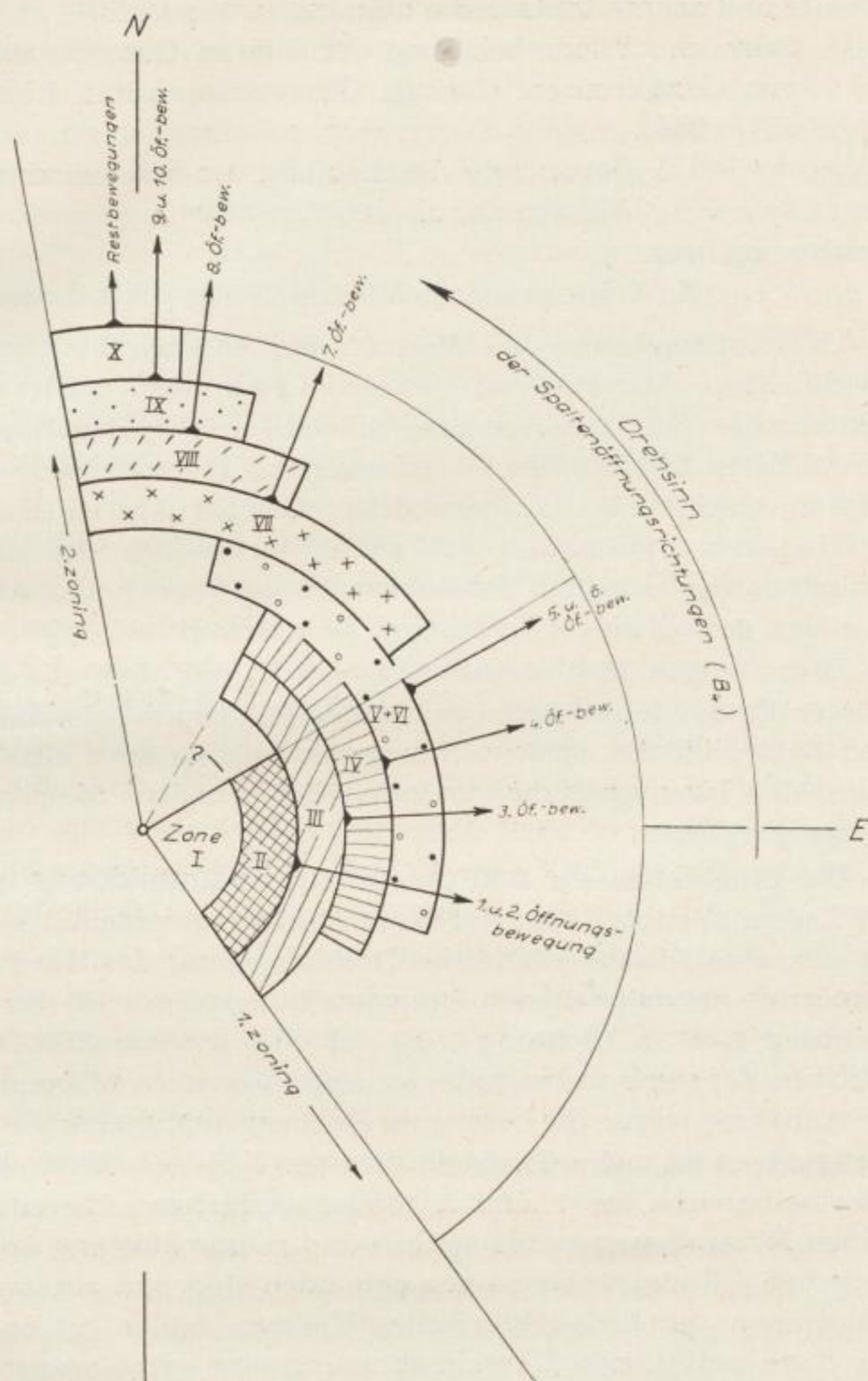


Bild 136
Ablauf der Spaltenöff-
nungstektonik nach
Plan IV (B₁)

Achte tektonische Öffnungsbewegung

Erneutes Aufreißen von Gängen des s_2 -Systems (vorwiegend die Scherspalten). Weitere Drehung von B_4 (Streubereich: $25^\circ \rightarrow 350^\circ$). Langsames Nachlassen der Öffnungsintensität.

VIII. Absatz des „Weichen Trums“ der fba-Formation

Neunte und zehnte tektonische Öffnungsbewegung

Schwache Wiederbelebung der älteren Gangspalten, dabei Bevorzugung von Gangkreuzen. Geringe Öffnungsintensität. Richtungsbereich von B_1 : $15^\circ \rightarrow 350^\circ$.

IX. Bevorzugte Abscheidung der arsenidischen und karbonatischen Abfolge der „Edlen Geschicke“

Restbewegungen

X. Keine primären Mineralabsätze; evtl. deszendente Umlagerungen.

Es ist anzunehmen, daß allgemein der Aufstieg der Thermallösungen und der anschließende Mineralabsatz jeweils nach bzw. während der zugehörigen tektonischen Öffnungsbewegung erfolgte und in der Hauptsache vor Beginn der nächsten tektonischen Durchbewegung abgeschlossen war. Besonders die bereits in Abschnitt B, II. c behandelten Gangstrukturen scheinen diese Ansicht zu unterstützen. Daraus läßt sich weiterhin ableiten, daß der Ablauf dieses tektonisch-paragenetischen Geschehens als ein in sich abgeschlossener Bildungsakt in einem geologisch relativ kurzen Zeitabschnitt erfolgte.

Dem stetigen Richtungswechsel von B_4 und dem allmählich schwächer werdenden Erstarrungsmechanismus entspricht sowohl ein Nachlassen der Intensität und Extensität der Spaltenöffnungstektonik als auch eine Abnahme der hydrothermalen Lösungszufuhr (besonders der primären Metallzufuhr!) auf den Freiburger Erzgängen.

Die gangtektonische und paragenetische Entwicklung innerhalb des Freiburger Lagerstättenbezirkes zeigt demnach einen gesetzmäßigen Ablauf. Dabei deutet die charakteristische räumliche Drehbewegung des durch den Erstarrungsmechanismus hervorgerufenen Beanspruchungsplanes IV (Schwenkung von B_4 aus Richtung E-W in Richtung N-S) auf eine gewisse SSE-NNW-Verlagerung des „aktiven Zentrums“ innerhalb des unterlagernden Magmenkörpers hin. Mit dieser Annahme würde die bereits im Rahmen der zonalen Verbreitung der Mineralparagenesen gemachte Feststellung einer NW-Verschiebung der jeweils höchsten Thermalbereiche des 1. und 2. zoning weitgehend übereinstimmen. Da die einzelnen Mineralparagenesen zeitlich und raummäßig eng an die betreffenden tektonischen Öffnungsbewegungen gebunden sind und zusammen einen in sich geschlossenen genetisch-tektonischen Vorgang bilden, ist es äußerst naheliegend, für diese auffallende Übereinstimmung eine gemeinsame Ursache im magmatischen Untergrund anzunehmen.

ZUSAMMENFASSUNG

In der vorliegenden Arbeit werden die Tektonik und Genesis des zentralen Freiburger Lagerstättenbezirkes behandelt, wobei die gegenseitigen Beziehungen zwischen den tektonischen Formen und der Mineralisation besonders berücksichtigt sind.

Das Nebengestein der Erzgänge besteht im wesentlichen aus kristallinen Gesteinen der erzgebirgischen Gneisformation, deren einförmiger Charakter durch Einlagerungen von Amphibolit, Granatglimmerschiefer, Quarzit und so-

genannten Rotem Gneis unterbrochen wird. Betreffs der zeitlichen Festlegung der Vergneisung ist ein prävaristisches, höchstwahrscheinlich assyntisches Alter (Plan I) anzunehmen.

Innerhalb dieses alten Gesteinsrahmens treten noch jüngere varistische Eruptivkörper auf, von denen vor allem der im Zentrum der Freiburger „Gneiskuppel“ aufsitzende Niederbobritzscher Granit sowie die in Gängen bzw. auch als Decken auftretenden Lamprophyre und Quarzporphyre zu erwähnen sind. Der eigentliche erzbringende Freiburger Pluton ist bisher noch nicht aufgeschlossen worden.

Da eine Lösung der Gangtektonik nur innerhalb des tektonischen Gesamtrahmens erfolgen kann, macht sich eine kritische Betrachtung des varistischen Bauplanes vom Freiburger Gebiet erforderlich. Die wesentlichsten Punkte der stratigraphischen, tektonischen und magmatischen Entwicklung während der varistischen Orogenese sind, unter besonderer Berücksichtigung des östlichen Erzgebirges, in einer Übersicht (Tabelle 2) zusammengestellt worden.

Mit Hilfe gefügekundlicher Untersuchungsmethoden wird die Entstehung des Freiburger Gangsystems im Rahmen des varistischen Potentialfeldes gedeutet. Die Gangspalten zeigen hinsichtlich ihrer gegenseitigen Lage und ihres tektonischen Charakters eine gesetzmäßige symmetrische Anordnung, die auf einem einheitlichen Beanspruchungsplan (Plan III) beruht. Dieser kann aus dem varistischen Hauptplan (Plan II) des Gebietes abgeleitet werden. Innerhalb des Gangsystems selbst sind zwei tektonische Strukturelemente zu unterscheiden:

1. Scherspalten (Ruschelgänge), die in ein s_1 -System ($22^\circ/86^\circ$ WNW) und in ein s_2 -System ($96^\circ/76^\circ$ S) unterteilt werden können;
2. Zugspalten (Fiedergänge), die auf dieselben Scherbeanspruchungen zurückzuführen sind, die bereits zur Bildung der beiden Schersysteme s_1 und s_2 führten; entsprechend dazu können auch hier zwei Richtungen (am s_1 -System mit $177^\circ/49^\circ$ W, $\gamma_1 = 25^\circ$ und am s_2 -System mit $119^\circ/66^\circ$ SW, $\gamma_2 = 23^\circ$) unterschieden werden.

Als Entstehungszeit dieser Gangspalten wird das Stefan bis Unterrotliegende angesehen (jünger als die Quarzporphyrgänge!).

Mit Beginn der Mineralisation war das Freiburger Kluftsystem bereits fertig ausgebildet. Die Öffnung und Füllung der Gangspalten ist von der „reinen Klufttektonik“ völlig unabhängig und ausschließlich eine Funktion des Intrusions- bzw. Erstarrungsmechanismus des Freiburger Plutons. Diese jüngeren tektonischen Ausgleichsbewegungen während und zwischen den einzelnen Mineralisationsfolgen (Gangtektonik i. e. S.) haben zwar das Gesamtbild noch überprägt, jedoch in den Grundzügen nicht mehr verändert.

Im „Feinbau der Erzgänge“ sind einige für die lokale Ausbildung der Gänge wichtige Einflußmomente näher behandelt. So finden vor allem die Einflüsse des Nebengesteins (Anisotropie, Inhomogenität und Chemismus) auf die Spaltenbildung, die gegenseitige Beeinflussung der Gänge (Verwurf, Kreuzbildungen) sowie die unterschiedliche Gangausbildung eine eingehendere Berücksichtigung. An Hand der Gangstrukturen wird nachgewiesen, daß sowohl Extensität als auch Intensität der Spaltenöffnungstektonik (Plan IV) im Verlauf

der Lagerstättenbildung, entsprechend dem Nachlassen des Erstarrungsmechanismus, allmählich abnehmen.

Im Anschluß an den tektonischen Teil wird die Mineralführung des zentralen Freiburger Lagerstättenbezirkes näher beschrieben. Dabei wurde die traditionelle Einteilung und Bezeichnung der zu einem einheitlichen Mineralisationszyklus gehörenden fünf klassischen „Gangerzformationen“ (*kb*, *eba*, *eb*, *fba* und „Edle Geschicke“) für die neueren Untersuchungen beibehalten.

Die paragenetischen Untersuchungsergebnisse sind unter besonderer Berücksichtigung der einzelnen Mineralausscheidungsfolgen und tektonischen Durchbewegungsphasen in der Tabelle 4 und dem Bild 132 zusammenfassend dargestellt. Danach lassen sich im zentralen Freiburger Lagerstättenbezirk drei Hauptmetallphasen unterscheiden:

1. Die Pb-Zn-Phase mit ausschließlich quarziger Gangart (*kb*-Formation),
2. die Ag-Phase mit vorherrschend karbonatischer Gangart (*eb*-Formation),
3. die Bi-Co-Ni-Phase mit vorwiegend fluorbarytischer Gangart (*fba*-Formation und „Edle Geschicke“).

Die innerhalb dieser drei Phasen noch auftretenden Mineralparagenesen sind aus der oftmals sehr innigen Durchdringung dieser Mineralisationsphasen und den dadurch bedingten Wechselwirkungen zu erklären. So erfolgte nur eine einzige wesentliche Pb-Zn-Zufuhr (innerhalb der *kb*-Formation), während alle jüngeren Pb-Zn-Ausscheidungen (innerhalb der *eb*-, *fba*- und BiCoNi-Formation) als regenerierte *kb*-Paragenesen, d. h. als sekundär-hydrothermale Bildungen, anzusehen sind.

Von den wichtigsten Hauptmineralien erfolgte mittels spektralanalytischer Untersuchungen die Bestimmung der jeweiligen Mikroparagenese. Charakteristische Veränderungen in den Spurenelementgehalten zeigen besonders die Mineralien Arsenkies, Pyrit-Magnetkies-Markasit, Zinkblende-Schalenblende, Bleiglanz, Baryt und Karbonspat.

Alle Mineralparagenesen entstammen hydrothermalen Lösungen, die als Differentiationsprodukte des bisher noch nicht aufgeschlossenen Freiburger Plutons anzusehen sind und deren Bildungstemperaturen auf Grund ihrer Zusammensetzung im kata- bis epithermalen Bereich anzunehmen sind.

Der physikalisch-chemische Charakter der Lösungen sowie die Verteilung der Elemente innerhalb derselben werden näher besprochen. Für den primär-aszendenden Mineralisationsablauf ergibt sich daraus folgende Hauptelementfolge (Kationen):

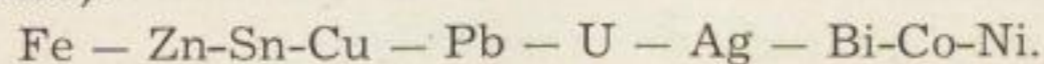


Tabelle 7 zeigt die Veränderungen des Lösungscharakters und die Verbreitung der einzelnen Elemente und Hauptgangarten innerhalb des zweiten Mineralisationszyklus.

Betreffs der räumlichen Verbreitung der Mineralparagenesen können trotz des starken „telescoping“ einwandfreie primäre Teufenunterschiede festgestellt werden, die sich auch in einer entsprechenden räumlichen Verteilung bemerkbar machen. Diese zonale Anordnung der Mineralparagenesen innerhalb

des Freiburger Raumes ist zunächst getrennt nach den beiden Hauptstreichrichtungen der Gänge s_1 -System = 1 zoning; s_2 -System = 2. zoning) dargestellt worden (Anlagen 2 und 3).

Zwischen den beiden „zonings“ ergeben sich jedoch unter Berücksichtigung des Gangstreichens kontinuierliche Übergänge, deren Fixierung für die bergmännische Praxis von besonderer Bedeutung ist. Die Abhängigkeit der Mineralisation vom Gangstreichen und von der Teufe wurde mit Hilfe des Polarkoordinatensystems in mehreren Vererzungsdiagrammen für den gesamten Lagerstättenbezirk zur Darstellung gebracht (Anlage 4). Die Freiburger Mineralabfolgen sind danach an bestimmte Gangrichtungen gebunden, deren Streichen im Verlauf der Mineralisation einem kontinuierlichen Drehsinn von NE-SW nach W-E (entgegengesetzt dem Uhrzeigersinn) unterliegt.

Bei gleichzeitiger Berücksichtigung der primären Teufenunterschiede ergibt sich ein charakteristisches „Eindrehen“ der paragenetischen Begrenzungslinien. In Wirklichkeit stellen jedoch diese Begrenzungslinien wendelförmig in den Lagerstättenbezirk eintauchende Spiralfächen dar.

Die wechselnden tektonisch-paragenetischen Vorgänge deuten auf einen gesetzmäßigen Ablauf der Spaltenöffnungstektonik (Plan IV). Ihrem stetigen Richtungswechsel entsprechen sowohl ein Nachlassen ihrer Intensität und Extensität als auch eine Abnahme der hydrothermalen Lösungszufuhr auf den Freiburger Erzgängen.

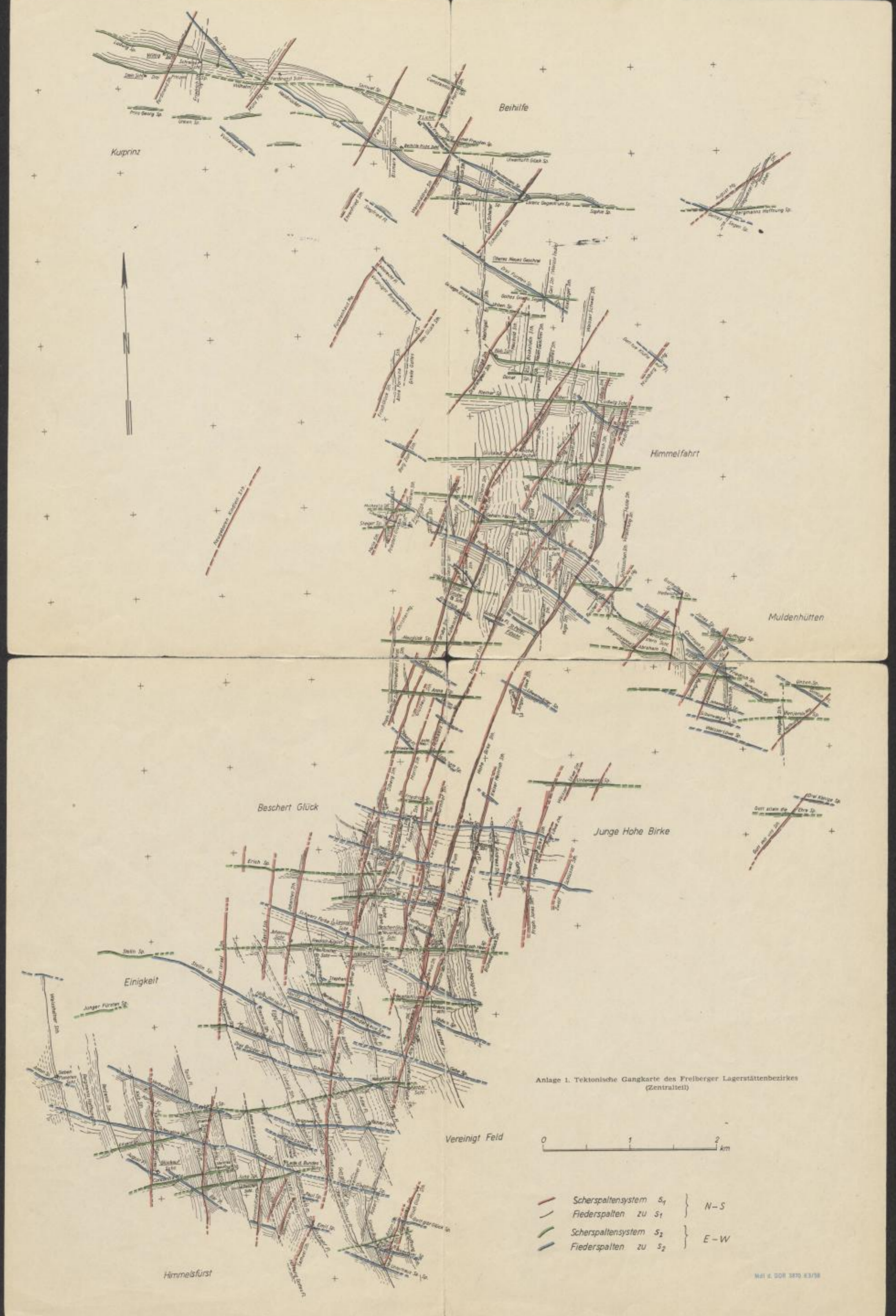
Literatur

- ALLEN, E. T., CRENSHAW, J. L., JOHNSTON, J., and LARSEN, E. S. (1912): The mineral sulfides of iron with cristallographic study. Amer. J. Scie., Ser. IV, 33, S. 169—236. Z. anorg. allg. Chem. 76 (1912) S. 201.
- and CRENSHAW, J. L. (1914): Effect of temperature and acidity in the formation of marcasite and wurtzite, a contribution to the genesis of unstable forms. Amer. J. Scie., Ser. IV, 33, S. 393—431. Z. anorg. allg. Chem. 90 (1915) S. 107—150.
- ANDERSON, J. S. (1955): Observations on the geochemistry of indium. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 4, S. 225—240.
- BAUMANN, L. (1953): Montangeologische und bergbauliche Untersuchungen auf dem Samuel Spat im Revier Halsbrücke. Dipl.-Arbeit, Bergakademie Freiberg, unveröffentlicht.
- BECK, R. (1909): Lehre von den Erzlagerstätten. 3. Aufl.
- BERG, G. (1928): Über den Begriff der Rejuvenation und seine Bedeutung für die Beurteilung von Mineralparagenesen. Z. prakt. Geol. 36, S. 17—19.
- BETECHTIN, A. G. (1949): Über den Einfluß der Schwefel- und Sauerstoffbilanz auf die paragenet. Verhältnisse der Erzminerale. Nachr. Akad. d. Wiss. UdSSR, Geol. Serie 3, S. 3—26 (deutsche Übers.).
- BEUST, F. C. v. (1835): Geognostische Skizze der wichtigsten Porphyrgebilde zwischen Freiberg, Frauenstein und Nossen. Freiberg.
- (1840): Kritische Beleuchtung der Wernerschen Gangtheorie. Freiberg.
- (1855 und 1858): Über ein Gesetz der Erzverteilung auf den Freiburger Gängen. Freiberg, Heft 1 und 2.
- BISCHOF, G. (1844): Über die Entstehung der Quarz- und Erzgänge. N. Jb. Min. Geogn., Heft 3, S. 257—288.
- BORCHERT, H. (1934): Über Entmischungen im System Cu-Fe-S und ihre Bedeutung als geolog. Thermometer. Chemie d. Erde 9, S. 145—172.
- (1951): Die Zonengliederung der Mineralparagenesen in der Erdkruste. Geol. Rdsch. 39, S. 81—94.
- BREITHAUPT, A. (1849): Paragenesis der Mineralien. Freiberg.
- CHARPENTIER, J. F. W. v. (1778): Mineralogische Geographie der Chursächsischen Lande. Leipzig.
- CLOOS, H. (1928): Experimente zur Inneren Tektonik. Zbl. Min. Geol. B, S. 609—621.
- (1936): Einführung in die Geologie. Berlin.
- (1939): Hebung — Spaltung — Vulkanismus. Geol. Rdsch. 30, S. 404 ff. und 637 ff.

- COTTA, B. v., und TRÖGER, J. (1854): Bildungsreihen der Mineralien in den Gängen und Drusen. Gangstudien Bd. II, S. 216—253.
- DALMER, K. (1896): Über das Alter der jüngeren Gangformationen des Erzgebirges. Z. prakt. Geol., S. 1—6.
- DITTLER, E. (1922): Zur Natur und Genesis des Isemannit. Zbl. Min., S. 689—696.
- EBERT, H. (1932): Der varistische Untergrund Nordböhmens zwischen Erzgebirge und Jeschken. Z. dtsh. Geol. Ges. 84, S. 703—717.
- FERSMAN, A. (1929): Geochemische Migration der Elemente. Abh. prakt. Geol. u. Bergwirtsch. 18 und 19.
- FLEISCHER, M. (1955): Minor elements in some sulfide minerals. Econ. Geol., Fiftieth anniv. vol., II, S. 970—1024.
- FOURNET, J. (1846): Die Erzgänge und ihre Beziehungen zu den Eruptivgesteinen. Dresden und Leipzig.
- FREIESLEBEN, J. C. (1843/1844): Die sächs. Erzgänge. Magazin f. Oryktogr. v. Sachsen, 1. und 2. Extraheft. Freiberg.
- (1847): Erze und Gangarten der Freiburger Gänge. Magazin f. Oryktogr. v. Sachsen, Heft 13 und 14. Freiberg.
- FRENZEL, A. (1874): Mineralogisches Lexikon für das Königreich Sachsen. Leipzig.
- GAERTNER, H. R. v. (1951): Probleme des Saxothuringikums. Geol. Jb. 65 (1949) S. 409—450.
- GÄBERT, G. (1907): Die Gneise des Erzgebirges und ihre Kontaktwirkungen. Z. dtsh. geol. Ges., S. 308—376.
- GÄTZSCHMANN, M. F. (1844): Beiträge zur Geschichte des Freiburger Zinnbergbaues. Berg- und Hüttenmänn. Zeitg., S. 3, 63, 125, 164, 232.
- HABERLANDT, H., und SCHROLL, E. (1954): Über den Wert oder Unwert der Spurenelement-Analyse für die Lagerstättenforschung, Minerogenese und Petrogenese. Tscherm. Min. Petr. Mitt. 5, S. 110—122.
- HAGEMANN, G. (1931): Der Vorgang der Spaltenfüllung auf den Oberharzer Blei-Zinkerzergängen. N. Jb. Min., Beil.-Bd. 62 A., S. 423—476.
- HAWLEY, J. E. (1952): Spectrographic studies of pyrite in some Eastern Canadian gold mines. Econ. Geol. 47, S. 260—304.
- HEGEMANN, F. (1941): Die isomorphen Beziehungen von Mn, Zn, Co, Ni und Cu zu Pyrit und Magnetkies. Z. Krist. 103, H. 3, S. 168—177.
- (1943): Die geochemische Bedeutung von Kobalt und Nickel im Pyrit. Z. angew. Min. 4, S. 121—239.
- HERDER, S. A. W. v. (1838): Der tiefe Meißner Erbstolln. Leipzig.
- HÖPFNER, W. (1929): Zur Tektonik der vogtländ. Granite. Abh. sächs. Akad. Wiss., Math.-phys. Kl. 41, Nr. 1. Leipzig.
- HULIN, C. D. (1929): Structural control of ore deposition. Econ. Geol. 24, S. 15—49.
- JAHN, H. (1950): Montangeologische Untersuchungen auf dem Halsbrücker Spat. Unveröffentlicht, Freiberg.
- JURKOVIC, J. (1953): Barit iz rudnika Dobrew kod Zletova (Macedonia). Spomenica Mise Kispatica, Zagreb, S. 221—233.
- KALB, G. (1928): Die Kristalltracht des Kalkspates in minerogenetischer Betrachtung. Zbl. Min., A, S. 337—339.
- KEIL, K. (1931): Beitr. zur Kenntnis der Kobalt-Nickel-Wismut-Silber-Erzgänge. Jb. Berg- und Hüttenwesen Sachsen 105, Abt. A., S. 95—132.
- (1933): Über die Ursachen der charakteristischen Paragenesenbildung von ged. Silber und ged. Wismut usw. N. Jb. Min., Beil.-Bd. 66 A, S. 407—424.
- KENNEDY, W. Q., and ANDERSON, E. M. (1938): Crustal lagers and the origin of magmas. Bull. vulcanolog. I, ser. II, 3, S. 24—82.
- KODYM, O. (1955): Assyntische Orogenese und postassyntische Weiterentwicklung des Moldanubicum. Im Rahmen des geolog. Kolloqu. als Vortrag gehalten am Geolog. Inst. d. Bergakademie Freiberg.
- KOLBECK, F. (1942): Barytocalcit von der Grube Himmelsfürst bei Freiberg (Sachsen). Z. Krist., B (Min. u. Petr. Mitt.), N. F. 54, S. 373.
- KÖLBEL, H. (1954): Große Seitenverschiebungen und Horizontalflexuren im deutschen Grundgebirge und ihre lagerstättenkundliche Bedeutung. Geologie 3, S. 445—450.
- KOSSMAT, F. (1925): Übersicht der Geologie von Sachsen. Leipzig.
- KRAFT, M. (1954): Die Erzführung des Schweinskopf Fl. und des Samuel St. in Abhängigkeit vom Streichen und Fallen der Gangspalten. Studienarbeit, Bergakademie Freiberg, unveröffentl.
- LAUTERBACH, R. (1953): Beitrag zur tektonischen Deutung der geomagnetischen Übersichtskarte der DDR. Wiss. Z. d. Univers. Leipzig, Math.-naturw. Reihe 3, H. 3.
- LEUTWEIN, F. (1952): Die Wolframitgruppe. Mineralogisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen. Freib. Forsch.-H. C 3, S. 8—19.
- und HERRMANN, G. (1954): Kristallchemische und geochemische Untersuchungen über Vorkommen und Verteilung des Wismuts im Bleiglanz der kiesig-blendigen Formation des Freiburger Gangreviers. Geologie 3, S. 1039—1056.
- (1955): Geochemie und Lagerstättenkunde. Freib. Forsch.-H. C 17, S. 5—25.
- MAUCHER, W. (1914): Die Bildungsreihe der Mineralien. Freiberg.

- MEIXNER, H. (1953): Mineralogische Beziehungen zwischen Spatmagnetit- und Eisenspatlagerstätten der Ostalpen. *Radex-Rdsch.*, H. 7/8 (Radenthein), S. 445—458.
- MOESTA, G. (1928): Brüche und Porphyreffusionen im östl. Erzgebirge. *Z. d. Deutsch. Geol. Ges.* 80, S. 343—408.
- MÜLLER, H. (1860): Der Erzdistrikt von Schneeberg im Erzgebirge. *Cottas Gangstudien*, III. Bd., Freiberg.
- (1861): Der Silberanbruch auf dem August Fl. der Grube Himmelsfürst. *Freib. Jb. (B)*, S. 227—251.
- (1869): Über die Erzführungsverhältnisse im südlichen Teil des Freiburger Reviers. *Beitr. z. Kenntn. d. Erzgeb.* III. H. Freiberg, S. 33—49.
- (1894): Die Erzgänge des Annaberger Bergreviers. *Erl. Geol. Spez.-K. v. Sachsen*. Leipzig.
- (1901): Die Erzgänge des Freiburger Bergreviers. *Erl. Geol. Spez.-K. v. Sachsen*. Leipzig.
- NEUBERT, E. W. (1880): Beitr. zur Geschichte der Grube Himmelsfürst. *Freib. Jb. I*, S. 27—36.
- (1881): Gangverhältnisse bei Himmelsfürst. *Freib. Jb. I*, S. 50—66.
- NEUHAUS, A. (1942): Über die Arsenführung der dichten Schwefelkiese (Melnikowit-Pyrite, Gelpyrite) v. Wiesloch, Baden u. Deutsch-Bleischarley, *Oberschl. Metall u. Erz* 39, S. 157—163, 187—189.
- NITZSCHE, H. (1954): Die Paragenese des Argyrodits und die Herkunft seines Germaniuminhaltes. *Dipl.-Arbeit*, Bergakademie Freiberg, unveröffentlicht.
- NODDACK, I., und NODDACK, W. (1931): Die Geochemie des Rheniums. *Z. physik. Chem.*, A 154, H. 3/4, S. 207.
- OELSNER, O. (1930): Beiträge zur Kenntnis der kiesigen Bleierzformation Freibergs. *Sächs. Jb. f. d. Berg- u. Hüttenw.*, S. 3—50.
- (1952a): Die Abhängigkeiten der Paragenesen erzgebirg. Lagerstättenbezirke vom Intrusionsalter der zugehörigen Granite. *Freib. Forsch.-H. C 3*, S. 24—34.
- (1952b): Die pegmatitisch-pneumatolytischen Lagerstätten des Erzgebirges mit Ausnahme der Kontaktlagerstätten. *Freib. Forsch.-H. C 4*.
- (1952c): Die Lagerstätten des Freiburger Bezirkes. *Bergbautechnik* 2, S. 555—561.
- (1957): Über einige neue Vorkommen von Jordisit und Ilsemannit. *Geologie* 5, S. 563—567.
- und BAUMANN, L. (1957): Über die Konstruktion von Isothermalflächen in einem Lagerstättenbezirk als Hilfsmittel zur Abschätzung möglicher Erzvorräte. „Neue Hütte“, *Ztschr. f. Berg- u. Hüttenwesen* 2, S. 205—213.
- OFTEDAL, I. (1940): Untersuchungen über die Nebenbestandteile von Erzmineralien norwegischer zinkblendeführender Vorkommen. *Skrifter Norske Videnskaps — Akad. Oslo, I. Mat.-naturw. Klasse*, Nr. 8.
- PIETZSCH, K. (1927): Der Bau des erzgebirgisch-lausitzer Grenzgebietes. *Abh. Sächs. Geol. L.-A.* 2. Leipzig.
- (1938): Das Schiefergebirge am Nordrand des Lausitzer Granitmassivs. *Ber. Verh. Sächs. Akad. d. Wiss., Math.-phys. Kl.* 90. Leipzig.
- (1951): Abriß der Geologie von Sachsen. *Verlag Volk u. Wissen*, Berlin.
- (1954): Die Gneise des Sächsischen Erzgebirges. *Geologie* 3, S. 391—412.
- (1956a): Die Elbtalzone. *Ber. d. Geol. Ges.*, Bd. I, H. 2, S. 117—135.
- (1956b): Kritische Betrachtung der Anschauungen über die Gebirgsbildungsphasen im sächs. Grundgebirge. *Geotekton. Symposium zu Ehren v. H. Stille (Festschrift)*, S. 107—119, Stuttgart.
- PLATTNER, C. F. (1831): *Freib. Bergkalender*, S. 234.
- RAMDOHR, P. (1925): Beobachtungen am Chalmersit. *Metall u. Erz* 22, S. 471.
- (1938): Über Schapbachit, Matildit und den Silber- u. Wismutgehalt mancher Bleiglanze. *Abh. Preuß. Akad. Wiss., Math.-nat. Kl.* 6.
- (1955): Die Erzmineralien u. ihre Verwachsungen. *Akad.-Verl.*, Berlin.
- REICHERT, H. (1926): Tektonik des Meißner Syenit-Granitmassivs. *Abh. Sächs. Akad. Wiss. Leipzig, Math.-phys. Kl.* 39, V, S. 1—63.
- ROSENBUSCH, H. (1910): *Elemente der Gesteinslehre*. 3. Aufl.
- ROST, F. (1939): Spektralanalytische Untersuchungen an sulfid. Erzlagerstätten des ostbayerischen Grenzgebirges. *Z. angew. Min.* 2, S. 1—27.
- RÖSLER, H. (1951): Petrographisch-geochemische Untersuchungen des Niederbobritzer Granits. *Dipl.-Arbeit*, Bergakademie Freiberg, unveröffentlicht.
- SANDER, B. (1948): Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. *Springer Verlag*, Wien und Innsbruck.
- SAUER, A. (1886): Erläut. zur Geolog. Karte v. Sachsen, Nr. 79, 80, 98, 99 (Gesamtgebiet Freiberg). 1. Aufl.
- SAUKOW, A. A. (1953): *Geochemie*. Deutsche Ausgabe, *Verl. Technik*, Berlin.
- SCHAEFER, TH. (1862): Der Einfluß des grauen und des roten Gneises auf die Erzführung der in ihnen auftretenden Gänge. *Z. dtsch. geol. Ges.* XIV, S. 78—94.
- SCHERTEL, A. (1889): Uranerze der Grube Himmelsfürst. *Freib. Jb.*, S. 103—105.
- SCHEUMANN, K. H. (1924): Prävariskische Glieder der sächsisch-fichtelgebirgischen kristallinen Schiefer. *Abh. Sächs. Akad. Wiss., math.-phys. Kl.* 39, Nr. I, Leipzig.
- (1932): Über die petrogenetische Ableitung des roten Erzgebirgsgneises. *Min. u. Petrogr. Mitt.* 42, S. 413—454.
- SCHMIDT, W. (1932): *Tektonik u. Verformungslehre*. Berlin.
- SCHNEIDER, G. (1953): Mineralogische u. lagerstättenkundliche Untersuchungen der Karbonspäte einiger Gänge der edlen Braunsparatformation des Freiburger Lagerstättenbezirkes. *Dipl.-Arbeit*, Bergakademie Freiberg, unveröffentlicht.

- SCHNEIDERHÖHN, H. (1941): Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. Jena.
- (1948): Schwerspatgänge u. pseudomorphe Quarzgänge in Westdeutschland. Fortschr. Min. 27, S. 19—22.
- (1956): Neuere Forschungen zur theoret. Lagerstättenkunde. N. Jb. Min., Mh. 8, S. 169—178.
- SCHOKLITSCH, K. (1935): Beitr. zur Physiographie steirischer Karbonspäte. Z. f. Krist., A 90, S. 433—445.
- SCHOLTZ, H. (1930): Das varistische Bewegungsbild, von der böhm. Masse bis zum Massiv von Brabant. Fortsch. Geol. Pal. 8, S. 235—316.
- SCHROLL, E. (1950): Spurenelementparagenese ostalpiner Zinkblenden. Anz. Oesterr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 87, S. 21—25.
- (1951): Spurenelementparagenese ostalpiner Bleiglanze. Anz. Oesterr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 88, S. 6—12.
- (1953a): Über Minerale u. Spurenelemente, Vererzung u. Entstehung der Blei-Zink-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth, Kärnten. Oesterr. Min. Ges., Mitt. Sonderheft 2, S. 1—60.
- (1953b): Über Unterschiede im Spurengehalt bei Wurtziten, Schalenblenden u. Zinkblenden. Oesterr. Akad. Wiss., Sitzber. math.-nat. Kl., Abt. I, 162, S. 305—322.
- SCHRÖCKE, H. (1951): Paragenese u. Geochemie des Zinnsteins erzgebirgischer Lagerstätten. Diss., Bergakademie Freiberg.
- (1953): Ein neuer Geröllgneis bei Freiberg. N. Jb. Geol. u. Pal., Mh., S. 289—291.
- SCHÜLLER, A. (1942): Zur regionalen Petrographie des prävariskischen Faltengebirges. Min. u. Petrogr. Mitt. 53, S. 222—252, Leipzig.
- SCHUMACHER, F. (1933): Die erzgebirgische Metallprovinz und ihre Genesis. Metall u. Erz 30, 6 S.
- (1936): Genesis des Freiburger Erzdistrikts. Rep. XVI. Intern. Geol. Congr. Washington, S. 399—405.
- SEELIGER, E. (1943): Ein neues Vorkommen von Hutchinsonit in Wiesloch in Baden. N. Jb. Min., Abh. 86, S. 163—178.
- SEIM, R. (1953): Geologisch-petrologische Bearbeitung des Schellerhauer Granitmassivs. Dipl.-Arbeit, Bergakademie Freiberg, unveröffentlicht.
- SPENGLER, E. (1949): Über die Abtragung des varistischen Gebirges in Sachsen. Abh. der Geol. L.-A. Berlin, H. 212.
- STELZNER, A. W., und SCHERTEL, A. (1886): Der Zinngehalt und die chem. Zusammensetzung der schwarzen Zinkblende von Freiberg. Freib. Jb. I, S. 52—70.
- STILLE, H. (1951): Das mitteleuropäische varistische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen. Beih. Geol. Jb. 2, 138 S.
- STOIBER, R. E. (1940): Minor elements in sphalerite. Econ. Geol. 35, S. 501—519.
- SZADECZKY-KARDOSS, E. (1952): Über zwei neue Wertigkeitsregeln der Geochemie u. die geochemische Gruppierung der Elemente. Acta Geol. Hung. 1, S. 231—268.
- TEUSCHER, E. O. (1935): Quantitative Kennzeichnung der westerbirgischen Granite. N. Jb. Min., Beil.-B. 69, A., S. 415—459.
- TISCHENDORF, G. (1955): Paragenetische u. tektonische Untersuchungen auf Gängen der fluorbarytischen Bleiformation Freibergs, insbesondere am Halsbrückener Spat. Freib. Forsch.-H. C 18, S. 1—130.
- (1955b): Einige Bemerkungen zur Verteilung von Elementen, insbesondere von Arsen u. Antimon auf magmatischen Lagerstätten. Geologie 4, S. 660—672.
- TÖLLE, H. (1955): Lagerstättenogenetische u. geochemische Untersuchungen der schwarzen Zinkblende der Grube Himmelfahrt, Freiberg. Dipl.-Arbeit, Bergakademie Freiberg, unveröffentlicht.
- TRÖGER, E. (1929): Chemismus u. provinzielle Verhältnisse der varistischen Gesteine Mitteldeutschlands. N. Jb. Min., Beil.-Bd. 60, A, S. 1—110.
- VENDEL, M. (1955): Die Substituierbarkeit der Ionen u. Atome vom geochem. Gesichtspunkt. Acta Geol. Hung. III, S. 243—300.
- WARREN, H. V., and THOMPSON, R. M. (1945): Sphalerites from western Canada. Econ. Geol. 40, S. 309—335.
- WATZNAUER, A. (1954): Die erzgebirgischen Granitintrusionen. Geologie 3, S. 688—706.
- (1955): Saxothuringikum-Lugikum, ein regional-tektonischer Vergleich. Freib. Forsch.-H. C 17, S. 30—53.
- WERNER, A. G. (1791): Neue Theorie von der Entstehung der Gänge. Freiberg.
- WEISBACH, A. (1886): Mineralog. Mitteilungen. Funde von Argyrodit bei Himmelsfürst. Freib. Jb. I., S. 89—92.
- (1898): Witherit von der Grube Himmelsfürst bei Freiberg. N. Jb. Min. I. S. 252.
- WEISSENBACH, C. G. A. v. (1836): Abbildungen merkwürdiger Gangverhältnisse aus dem sächs. Erzgebirge mit Erläuterungen. Leipzig.
- (1850): Über Gangformationen, vorzugsweise Sachsens, in v. Cottas Gangstudien. Bd. I, S. 1—76. Freiberg.
- WERNICKE, F. (1933): Die primäre Erzverteilung auf den Lagerstätten in Abhängigkeit von den Bildungsvorgängen und den geologischen Verhältnissen des Lagerstättengebirges. Diss., Bergakademie Freiberg, 175 S.
- WINKLER, CL. (1886): Mitteilungen über das neue Element Germanium (im Argyrodit). Freib. Jb. I, S. 163—166.
- ZIMMER, E. (1936): Beiträge zur Kenntnis der Edlen Quarzformation Freibergs unter besonderer Berücksichtigung der Silberträger. Min. petr. Mitt. 47, S. 328—370.



Anlage 1. Tektonische Gangkarte des Freiberg Lagerstättenbezirkes (Zentralteil)



- Scherspaltensystem S_1 } N-S
- Fiederspaltensysteme zu S_1 } N-S
- Scherspaltensystem S_2 } E-W
- Fiederspaltensysteme zu S_2 } E-W

Bergakademie
-Bücherei-
Freiberg i. Sa.

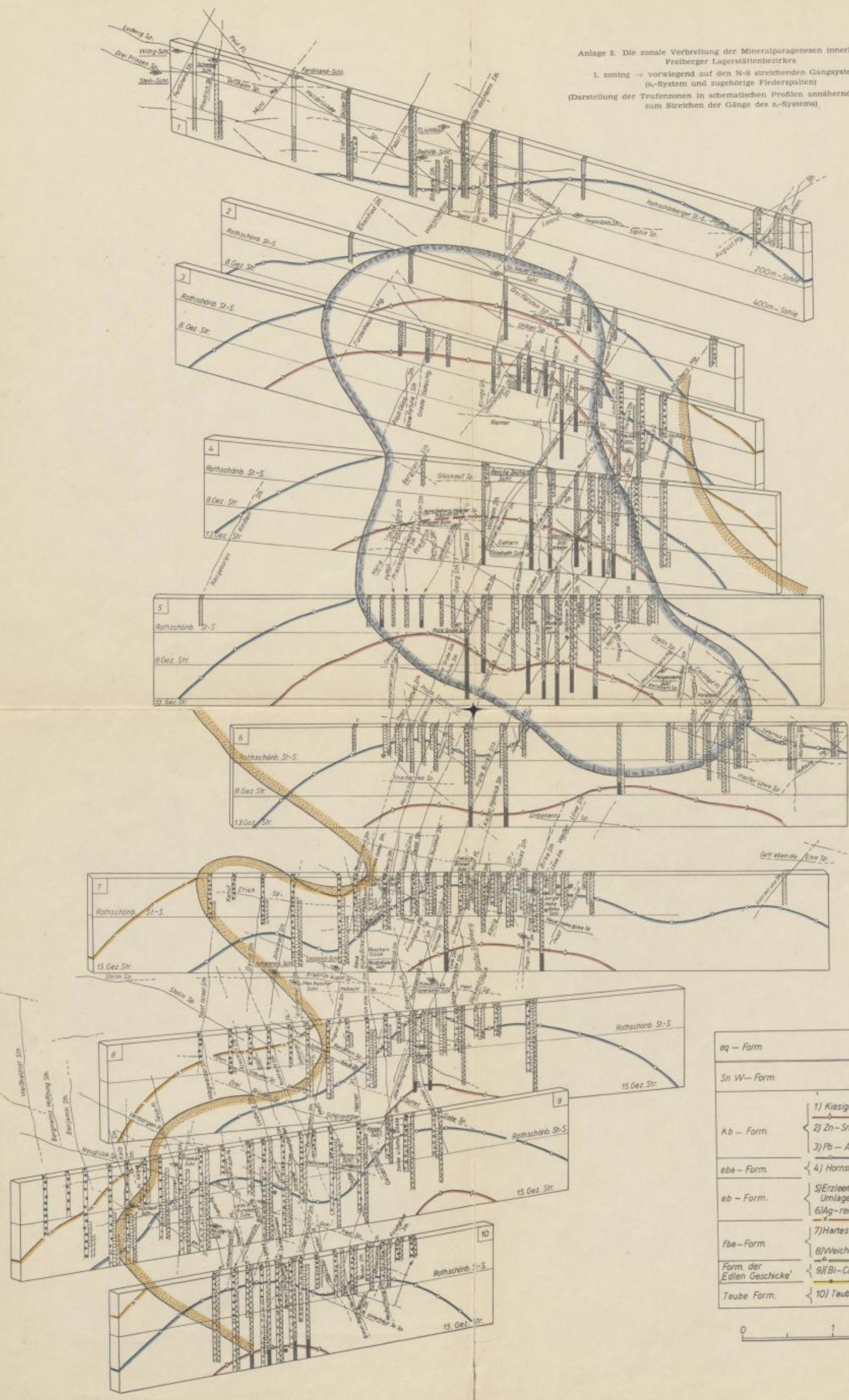
977 H 21
2300 IX 17

Bergakademie
-Bücherei-
Freiberg i. Sa.

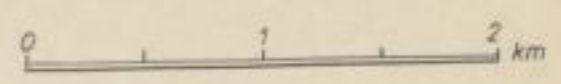
Bergakademie
-Bücherei-
Freiberg i. Sa.

Bergakademie
-Bücherei-
Freiberg i. Sa.

Anlage 2. Die zonale Verbreitung der Mineralparagenesen innerhalb des Freiburger Lagerstättenbezirkes
 1. zoning → vorwiegend auf den N-S streichenden Gangsystemen (s-System und zugehörige Fiederspalten)
 (Darstellung der Tiefenzonen in schematischen Profilen annähernd senkrecht zum Streichen der Gänge des s-Systems)



eq - Form	
Sn W- Form	
Kb - Form	1) Kiesige - Abf.
	2) Zn - Sn - Cu - Abf.
	3) Pb - Abf.
eBa - Form.	4) Hornst. - Baryt - Abf.
eb - Form.	5) Erzleere Abf. u. Umlagerungen
	6) Ag - reiche Abf.
fBa - Form.	7) Hartes Trum
	8) Weiches Trum
Form der Edlen Geschicke	9) (Bi - Co - Ni - Ag)
Taube Form.	10) Taube Gänge



Bergakademie
-Bücherei-
Freiberg i. Sa.

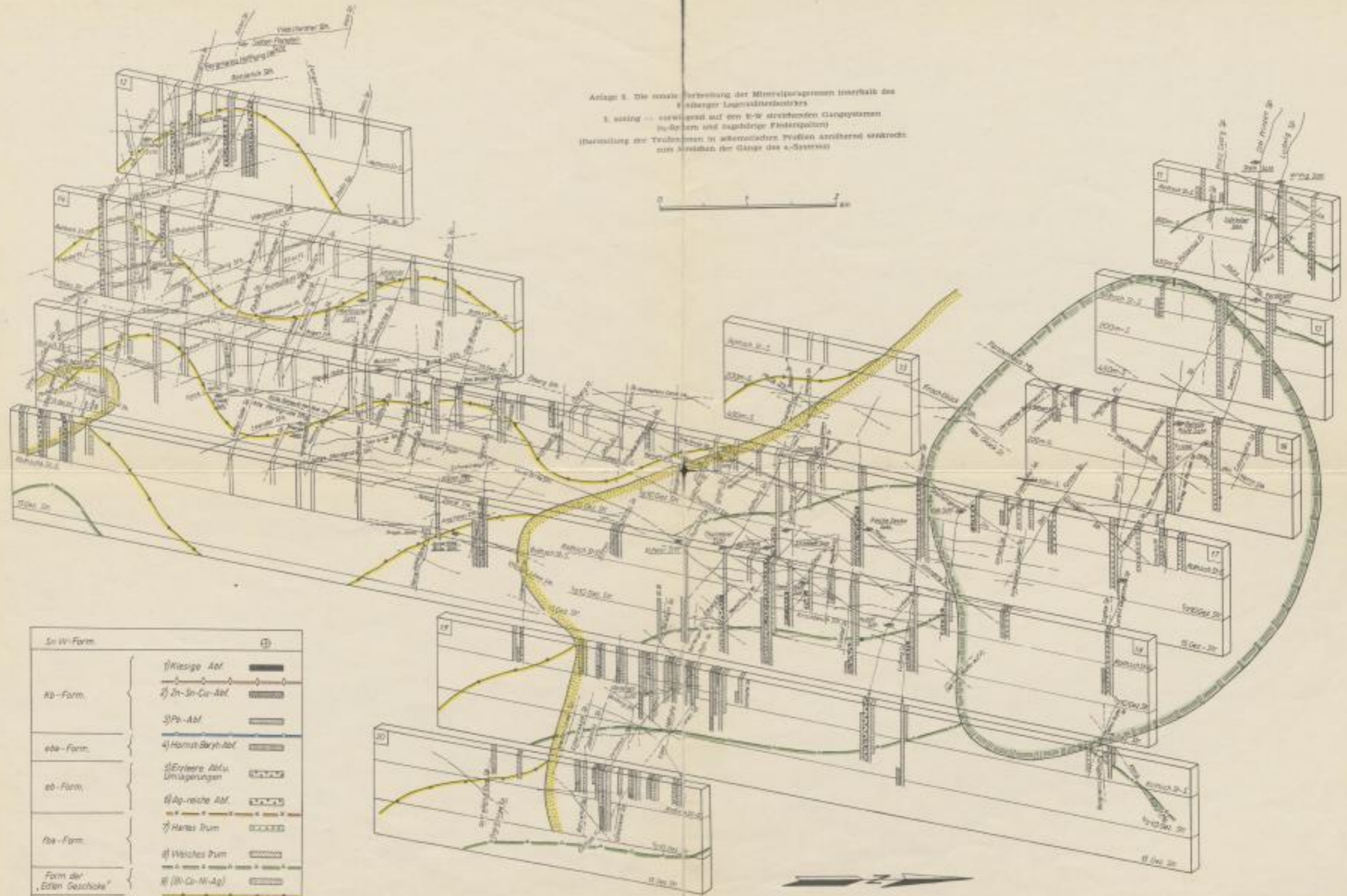
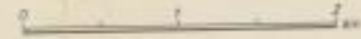
Bergakademie
-Bücherei-
Freiberg i. Sa.

Bergakademie
-Bücherei-
Freiberg i. Sa.

Inv: X¹¹ 1742 a
PFH C46

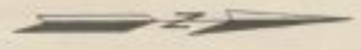
Bergakademie
-Bücherei-
Freiberg i. Sa.

Anlage 1. Die räumliche Verteilung der Mineralisationszonen innerhalb des Freiburger Lagerstättenbereiches
 1. Ordnung - vorwiegend auf den E-W streichenden Gangsystemen
 (Überstellung der Trichterformen in verschiedenen Profilen an anderer Stelle senkrecht zur Richtung der Gänge des a-Systems)



S-W-Form	
Ab-Form	1) Riesige Abf
	2) Zn-Sn-Cu-Abf
ebe-Form	3) Pb-Abf
	4) Hornsilber-Abf
eb-Form	5) Erzkonz. Abf. Umlagerungen
	6) Ag-reiche Abf.
fb-Form	7) Harter Pyrit
	8) Weiches Pyrit
Form der „Edlen Gesteine“	
Tuba-Form	9) (W-Cu-Ni-Ag)
	10) Tuba Gänge

W. L. 1938, S. 118



Bergakademie
Freiberg i. Sa.

no. 111
MUL a
FFH 466

Bergakademie
Freiberg i. Sa.

Bergakademie
Freiberg i. Sa.

Bergakademie
Freiberg i. Sa.

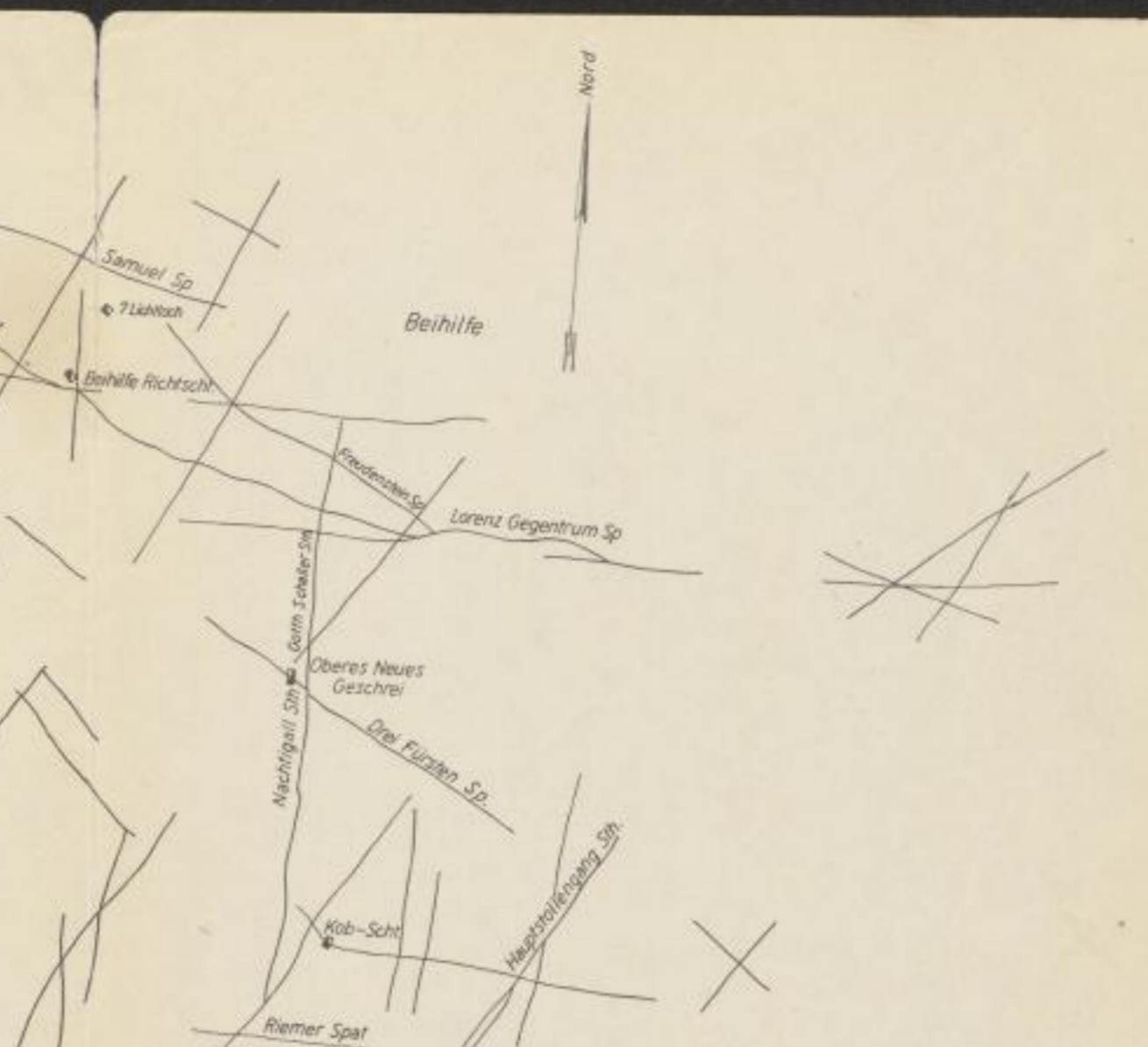
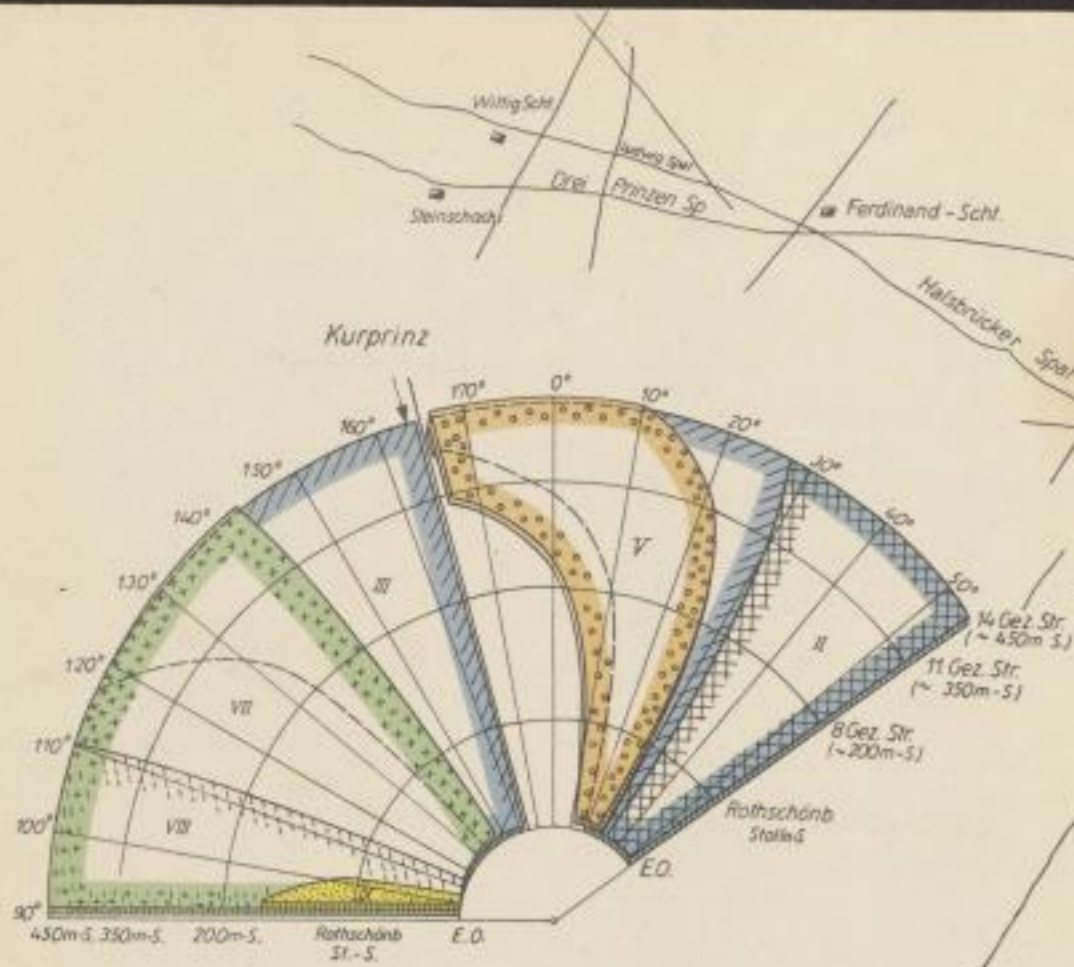


SLUB

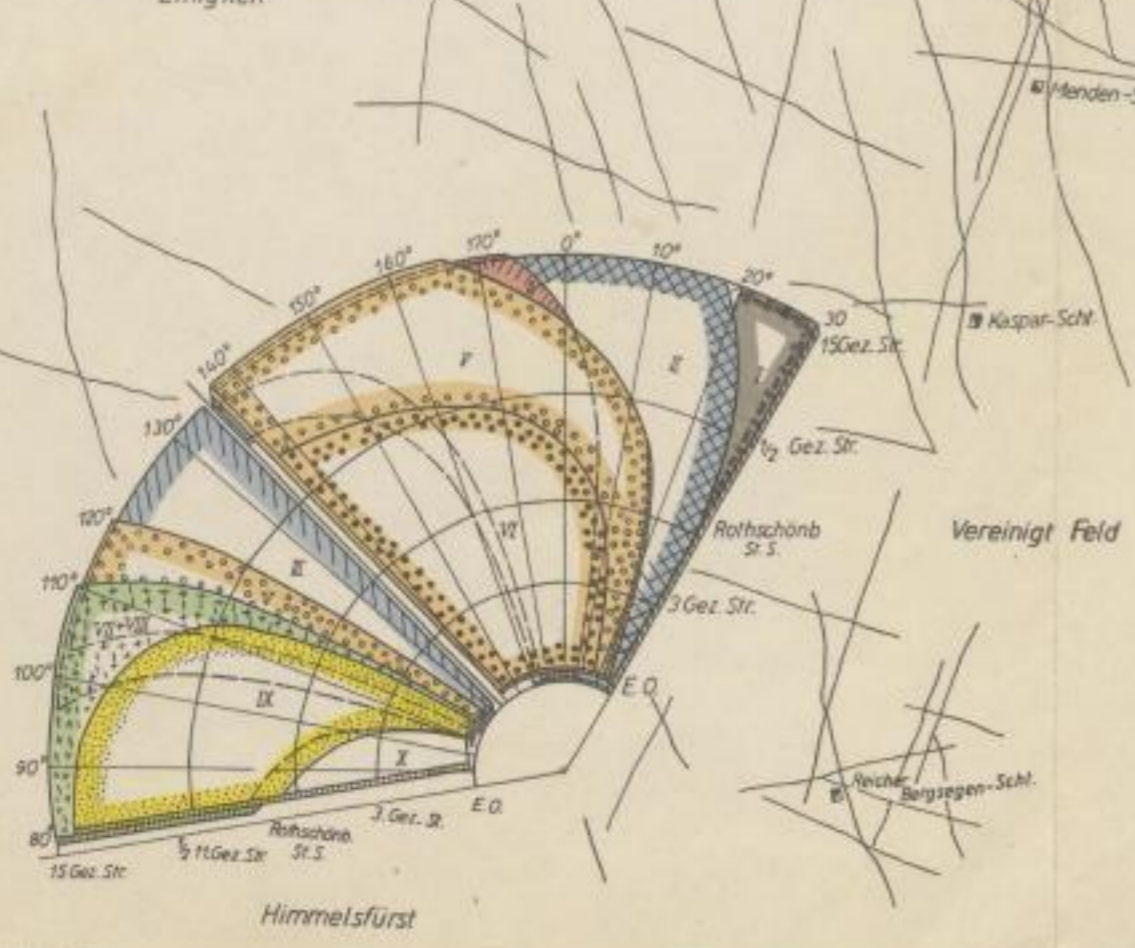
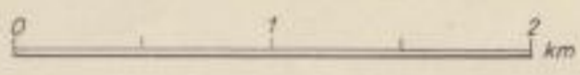
Wir führen Wissen.

UNIVERSITÄTSBIBLIOTHEK
FREIBERG





kb-Form.	1) kiesige Abf.	
	2) Zn-Sn-Cu-Abf.	
	3) Pb-Abf.	
eba-Form.	4) Hornst-Baryt-Abf.	
	5) Erzleere Abf. u. Umlagerungen	
eb-Form.	6) Ag-reiche Abf.	
	7) Hartes Trum	
fba-Form.	8) Weiches Trum	
	9) (Bi-Co-Ni-Ag)	
Form der Edlen Geschiebe		
Taube Form.	10) Taube Gänge	



Anlage 4. Die Verteilung der Mineralparagenesen auf den Freiburger Erzgängen (Darstellung als Funktion des Gangreichens und der Teufenerstreckung in Einzeldiagrammen, getrennt nach den einzelnen Grubenrevieren des Freiburger Lagerstättenbezirktes)

Th: 15 1142 w
ffh C46

Bergakademie
-Bücherei-
Freiberg i. Sa.

Bergakademie
-Bücherei-
Freiberg i. Sa.

✓
Güter-Sachen
Freiberg i. Sa.
Königl. Schatzk.



