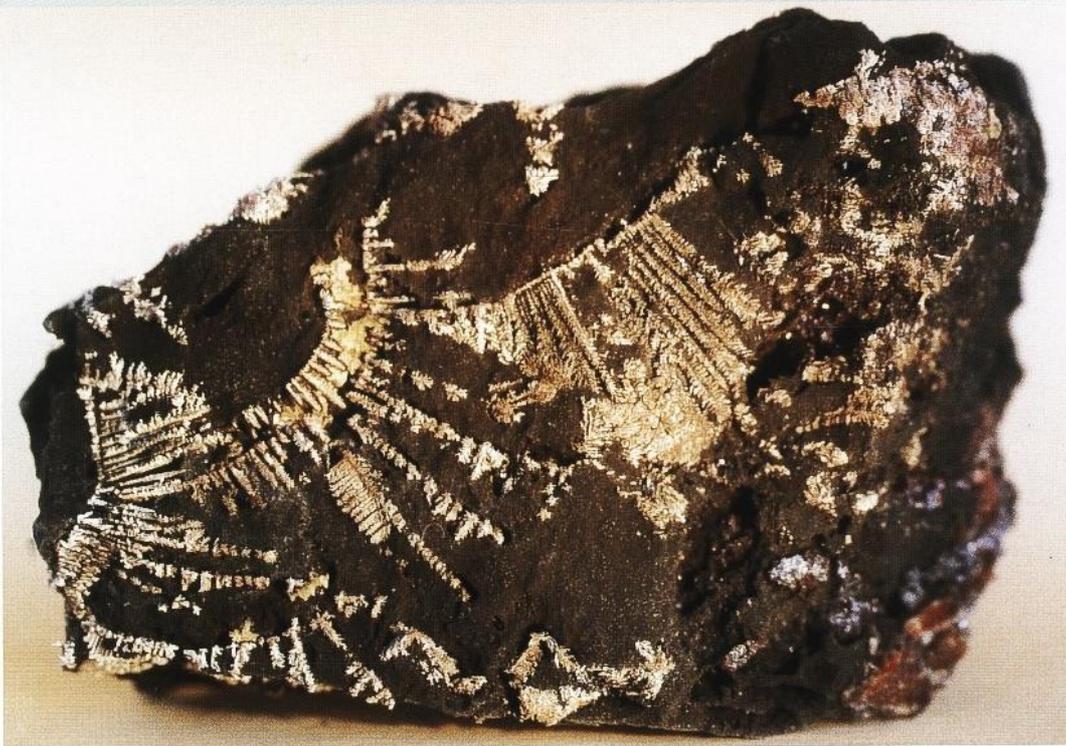




**Bergbau in Sachsen**

**Band 10**

**Wismut-, Kobalt-, Nickel- und  
Silbererze im Nordteil des  
Schneeberger Lagerstättenbezirkes**



**Bergbaumonographie**

**Freistaat  Sachsen**

Landesamt für Umwelt und Geologie

## Impressum

*Bergbau in Sachsen, Band 70*

**Wismut-, Kobalt-, Nickel- und Silbererze  
im Nordteil des Schneeberger Lagerstättenbezirkes**

*Titelbild:*

Gediegen Silber und Kristallnegative nach gediegen Silber mit Proustit in gediegen Arsen, Schacht 366, Sohle -720 m, Gang „Nelson“ Lgd. „Union-Störung“

*Herausgeber.*

Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie (LfUG)  
Öffentlichkeitsarbeit  
Zur Wetterwarte 11, D-01109 Dresden  
E-Mail: [Abteilung2@lfug.smul.sachsen.de](mailto:Abteilung2@lfug.smul.sachsen.de)

Sächsisches Oberbergamt Kirchgas-  
se 11, D-09599 Freiberg

*Autor*

Ulrich Lipp mit Ergänzungen durch Siegfried Flach

*Redaktion:*

Prof. Dr. H. Brause  
Willi-Zachow-Weg 1, D-19370 Parchim  
Dr. P. Wolf, LfUG, Referat Rohstoffgeologie  
Halsbrücker Str. 31a, D-09599 Freiberg  
E-Mail: [Abteilung6@lfug.smul.sachsen.de](mailto:Abteilung6@lfug.smul.sachsen.de)

*Gestaltung, Satz und Repro:*

c-macs publishingservice Tannen-  
straße 2, D-01099 Dresden

*Redaktionsschluss:* Januar 2003

*Druck:*

Sächsische Druck- und Verlagshaus AG  
Tharandter Straße 23-27 D-01159 Dresden

*Versand:*

Sächsisches Digitaldruckzentrum GmbH Tha-  
randter Straße 31-33, D-01159 Dresden Tel.:  
0351/4203184, Fax: 0351/42031 80  
E-Mail: [versand@sdv.de](mailto:versand@sdv.de)

*Auflage:* 500

*Bezugsbedingungen:*

Diese Veröffentlichung kann von der Sächsischen Digital-  
druckzentrum GmbH gegen 12,50 EUR bezogen werden.

*Hinweis.*

Diese Veröffentlichung wird im Rahmen der Öffentlichkeits-  
arbeit des Sächsischen Landesamtes für Umwelt und Geo-  
logie sowie Sächsischen Oberbergamtes herausgegeben  
Sie darf weder von Parteien noch von Wahlhelfern im Wahl-  
kampf zum Zwecke der Wahlwerbung verwendet werden.  
Auch ohne zeitlichen Bezug zu einer bevorstehenden Wahl  
darf die Druckschrift nicht in einer Weise verwendet wer-  
den, die als Parteinahme der Ämter zugunsten einzelner  
Gruppen verstanden werden kann. Den Parteien ist es ges-  
tattet, die Druckschrift zur Unterrichtung ihrer Mitglieder zu  
verwenden.

*Copyright.*

Diese Veröffentlichung ist urheberrechtlich geschützt. Alle  
Rechte, auch die des Nachdrucks von Auszügen und der fo-  
tomechanischen Wiedergabe, sind den Herausgebern vorbe-  
halten.

Gedruckt auf 100% Recyclingpapier

März 2003

*Artikelnummer:* LVI-4-1/10

Das Sächsische Landesamt für Umwelt und Geologie ist im  
Internet ([www.umwelt.sachsen.de/lfug](http://www.umwelt.sachsen.de/lfug)).

# **Wismut-, Kobalt-, Nickel- und Silbererze im Nordteil des Schneeberger Lagerstättenbezirkes**

Bergbaumonographie

ULRICH LIPP †

mit Ergänzungen durch SIEGFRIED FLACH

Freiberg, Januar 2003



## Vorwort

Die Notwendigkeit der öffentlichen Information über den stillgelegten oder in Sanierung befindlichen Erz-, Spat- und Uranbergbau führte nach der politischen Wende 1989 zur Gründung dieser Schriftenreihe.

Im Wettlauf um die Atombombe während des atomaren Wettrüstens nach dem 2. Weltkrieg hat Uran aus dem Erzgebirge eine bedeutende Rolle gespielt. Das in der Frühzeit der damaligen „Sowjetischen Aktiengesellschaft Wismut“ gewonnene Uran stammt aus den westerzgebirgischen Lagerstätten der Wismut-Kobalt-Nickel-(Silber)-Erzformation, die früher nur für Silber und Blaufarbenherzeugung von Interesse war. Als Uran-Erzlagerstätte war Schlemma-Alberoda bis 1990 in Betrieb. Diese ist heute weitgehend abgebaut, verwahrt und saniert.

Infolge der strikten Geheimhaltung waren weder lagerstättengeologische noch bergwirtschaftliche Fakten in der Fachöffentlichkeit bekannt. Das galt auch für alle das Uran begleitenden Rohstoffe. Diese Lücke soll mit der nachfolgenden, auch zeitgeschichtlich wertvollen Publikation geschlossen werden. Damit werden gleichzeitig die abschließenden Sanierungsarbeiten unterstützt und Hinweise für das Monitoring in diesem Gebiet gegeben.

Die Veröffentlichung ist eine wichtige Grundlage für weiterführende umweltgeologische Fragestellungen in dem ehemaligen Bergbaugebiet um Aue und Schneeberg.



Prof. Reinhard Schmidt  
Präsident des Sächsischen Oberbergamtes



Prof. Dr.-Ing. habil. Michael Kinze  
Präsident des Sächsischen Landesamtes  
für Umwelt und Geologie

# Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis.....	4
Geleitwort (S. FLACH).....	7
<b>1 Vorbemerkungen und Einleitung des Verfassers.....</b>	<b>11</b>
1.1 Vorwort	
1.2. Einleitung.....	11
<b>2 Allgemeine Übersicht über das Untersuchungsgebiet.....</b>	<b>12</b>
2.1 Geographische Begrenzung des Gebietes .....	12
2.2 Bergbauliche Entwicklung des Lagerstättenbezirkes .....	14
<b>3 Die geologischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet .....</b>	<b>15</b>
3.1 Die Gesteine des Untersuchungsgebietes .....	15
3.1.1 Magmatische Gesteine.....	15
3.1.1.1 Granitvarietäten der Massive von Aue und Eibenstock.....	15
3.1.1.2 Lamprophyrgänge .....	16
3.1.1.3 Das Alter der Intrusiv- und Ganggesteine .....	17
3.1.2 Sedimentär-metamorphe Gesteine .....	19
3.1.2.1 Gesteine des Ordoviziums .....	19
3.1.2.2 Gesteine des Silurs .....	20
3.1.2.3 Gesteine des Devons .....	22
3.1.3 Eruptiv-metamorphe Gesteine (Metabasite) .....	22
3.1.3.1 Mandelsteinartige Metadiabase .....	22
3.1.3.2 Mittelkörnige Metadiabase .....	23
3.1.3.3 Dichte bis feinkörnige Metadiabase.....	23
3.1.3.4 Gebänderte metamorphe Diabase .....	23
3.1.4 Die Veränderung der Gesteine durch die Kontaktmetamorphose .....	23
3.1.4.1 Die kontaktmetamorphe Veränderung der Gesteine des Ordoviziums.....	24
3.1.4.2 Die kontaktmetamorphe Veränderung der Gesteine des Silurs .....	27
3.1.4.3 Die kontaktmetamorphe Veränderung der Metabasite .....	27
3.1.4.4 Zur Geochemie des Prozesses der Kontaktmetamorphose .....	28
3.2 Die tektonischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet .....	29
3.2.1 Der tektonische Bau des Untersuchungsgebietes .....	29
3.2.2 Kleintektonik .....	31
3.2.3 Granittektonik .....	32
3.2.4 Gangtektonik .....	33
3.2.5 Die Beziehungen zwischen Spaltentektonik und Nebengestein sowie der Einfluss der Kontaktmetamorphose auf diese .....	40
3.2.6 Die gegenseitige Beeinflussung der Gänge .....	40
3.2.7 Gangtexturen .....	41
<b>4 Die Mineralisation des Untersuchungsgebietes.....</b>	<b>47</b>
4.1 Die Paragenesen der pneumatolytisch-hydrothermalen Frühmineralisation .....	47
4.1.1 Die Mineralisation der Quarz-Kassiterit-Gänge (z- bzw. qz-Formation).....	47
4.1.2 Die Mineralisation der Quarz-Wolframit-Gänge (qw-Formation).....	47
4.1.3 Die Mineralisation der Quarz-Scheelit-Gänge (qs-Formation) .....	48
4.2 Die Paragenesen der Quarz-Sulfid-Gänge (kb-Formation) .....	50
4.2.1 Die Mineralisation der kiesigen Abfolge .....	50
4.2.2 Die Mineralisation der Zn-(Sn-)Cu-Abfolge .....	51
4.2.3 Die Mineralisation der Pb-Abfolge .....	51
4.3 Die Paragenesen der Quarz-Kalzit-Pechblende-Gänge (kku-Formation).....	52
4.3.1 Die Mineralisation der quarzigen Abfolge .....	53
4.3.2 Die Mineralisation der Kalzit-Pechblende-Abfolge .....	53
4.3.3 Die Mineralisation der sulfatischen Abfolge .....	54

4.4	Die Paragenesen der Dolomit-(Selenid-)-Gänge (mgu-Formation) .....	55
4.4.1	Die Mineralisation der Dolomit-Abfolge .....	56
4.4.2	Die Mineralisation der Selenid-Abfolge .....	57
4.4.3	Die Mineralisation der sulfidischen Abfolge .....	62
4.4.4	Die Mineralisation der sulfatischen Abfolge .....	63
4.5	Die Paragenesen der Arsenid-Gänge (biconi-Formation) .....	65
4.5.1	Die Mineralisation der barytischen Abfolge (eba-Abfolge) .....	69
4.5.2	Die Mineralisation der arsenidisch-quarzigen Abfolge .....	74
4.5.2.1	Die Paragenesen von gediegen Silber mit Co-Ni-Arseniden .....	75
4.5.2.2	Die Paragenesen der Co-Ni-Arsenide ohne gediegene Elemente („Übergangsparagenesen“) .....	78
4.5.2.3	Die Paragenesen von gediegen Wismut mit Co-Ni-Arseniden .....	79
4.5.3	Die Mineralisation der karbonatisch-arsenidischen Abfolge .....	82
4.5.4	Die Mineralisation der karbonatisch-sulfidischen Abfolge .....	83
4.5.5	Die Mineralisation der (fluoritisch-)barytischen Abfolge (fba-Abfolge) .....	85
4.6	Die Paragenesen der Arsen-Silbersulfid-Gänge (ags-Formation) .....	85
4.6.1	Die Mineralisation der ged. Arsen-Abfolge .....	86
4.6.2	Die Mineralisation der Silber-Sulfid-Abfolge .....	90
4.6.2.1	Die Silbersulfarsenid-Paragenese .....	90
4.6.2.2	Die Silbersulfantimonid-Paragenese .....	92
4.6.3	Die Mineralisation der sogenannten „reinen“ Kalzitgänge (k-Formation) .....	94
4.6.4	Die Mineralisation der Quecksilbersulfid-Gänge (hgs-Abfolge) .....	95
4.7	Die Paragenesen der Eisen-Mangan-Gänge (e-Formation) .....	95
4.8	Bildungen der Oxydationszone .....	97
4.9	Der zeitliche Ablauf der Mineralisation .....	97
4.9.1	Der zeitliche Ablauf der Ausscheidungsfolge des ersten Zyklus .....	98
4.9.2	Der zeitliche Ablauf der Ausscheidungsfolge des zweiten Zyklus .....	99
4.9.2.1	Der zeitliche Ablauf und die Ausscheidungsfolge des saxonischen Zyklus .....	99
4.9.2.2	Der zeitliche Ablauf und die Ausscheidungsfolge des alpidischen Zyklus .....	104
<b>5</b>	<b>Die Untersuchung einiger die Verteilung der Mineralisation und der Vererzung, insbesondere der biconi- und der ags-Formation bedingenden Faktoren .....</b>	<b>104</b>
5.1	Die Zonalität der Mineralisation .....	104
5.1.1	Die polyaszendente Zonalität der Mineralisation .....	105
5.1.2	Die monoaszendente Zonalität der einzelnen Gangformationen .....	106
5.1.2.1	Die monoaszendente Zonalität der Paragenesen der pneumatolytisch-hydrothermalen Frühmineralisation .....	106
5.1.2.2	Die monoaszendente Zonalität der Paragenesen der kb-Formation .....	106
5.1.2.3	Die monoaszendente Zonalität der Paragenesen der kku-Formation .....	106
5.1.2.4	Die monoaszendente Zonalität der Paragenesen der mgu-Formation .....	107
5.1.2.5	Die monoaszendente Zonalität der Paragenesen der biconi-Formation .....	107
5.1.2.6	Die monoaszendente Zonalität der Paragenesen der ags-Formation .....	128
5.2	Die Beziehung zwischen der Mineralisation und dem Nebengestein .....	134
5.2.1	Die Beziehungen zwischen den hydrothermalen Lösungen und dem Nebengestein .....	135
5.2.1.1	Die Beschreibung der Nebengesteinsprofile an Gängen der biconi- und der ags-Formation .....	137
5.2.1.2	Die Auswertung der Nebengesteinsprofile an den Gängen der biconi- und der ags-Formation .....	139
5.2.2	Der lithologische Einfluss der Nebengesteine auf die Lokalisation der Mineralisation und der Vererzung ...	151
5.2.2.1	Der lithologische Einfluss der Nebengesteine auf die Lokalisation der Bi-Co-Ni- und Ag-Vererzung ....	153
5.2.3	Zur Ableitung der Metalle der biconi-Formation aus dem Nebengestein .....	167
5.3	Der Einfluss von tektonisch-strukturellen Faktoren auf die Lokalisation der Mineralisation und die Vererzung .....	169
5.3.1	Der Einfluss von tektonisch-strukturellen Faktoren auf die Lokalisation der Bi-Co-Ni- und Ag-Vererzung .....	170
5.3.1.1	Der Einfluss der streichenden Störungen auf die Lokalisation der Bi-Co-Ni- und Ag-Vererzung .....	170
5.3.1.2	Der Einfluss von Kreuzungen und Scharungen der Gänge auf die Lokalisation der Bi-Co-Ni- und Ag-Vererzung .....	173
5.3.1.3	Der Einfluss von Änderungen im Streichen und Fallen der Gänge auf die Lokalisation der Bi-Co-Ni- und Ag-Vererzung .....	177

5.4	Zur Gliederung der erzkontrollierenden Faktoren in bezug auf ihre Wirksamkeit auf den Prozess der Abscheidung der Erze, insbesondere der Bi-Co-Ni- und Ag-Erze .....	177
5.4.1	Erzkontrollierende Faktoren I. Ordnung.....	178
5.4.2	Erzkontrollierende Faktoren II. Ordnung .....	179
5.4.3	Erzkontrollierende Faktoren III. Ordnung .....	181
5.5	Die Aussagekraft der Ergebnisse für die Prognose der Bi-Co-Ni- und Ag-Vererzung im Untersuchungsgebiet Schlema-Alberoda.....	183
<b>6</b>	<b>Zu einigen Problemen des Charakters, der Zusammensetzung und der Temperatur der hydrothermalen Lösungen der biconi-Formation .....</b>	<b>184</b>
<b>7</b>	<b>Zusammenfassung .....</b>	<b>187</b>
<b>8</b>	<b>Literaturverzeichnis .....</b>	<b>192</b>
<b>9</b>	<b>Abbildungsverzeichnis .....</b>	<b>200</b>
<b>10</b>	<b>Tabellenverzeichnis.....</b>	<b>207</b>
<b>11</b>	<b>Abkürzungen .....</b>	<b>207</b>
<b>12</b>	<b>Nachtrag .....</b>	<b>208</b>

„Sollte es uns nicht Pflicht sein, denen uns folgenden Generationen, über den ihnen zu hinterlassenden, theils gangbaren, theils aufgelassenen, Bergbau so viel Licht, als uns nur immer möglich ist, aufzubehalten und mitzuteilen?“

(Abraham Gottlob Werner, 1791)

## Geleitwort (S. FLACH)

Nachdem sich im Jahre 1990 der Schleier um den größten Bergbaubetrieb der DDR, die Sowjetisch-Deutsche Aktiengesellschaft WISMUT langsam lüftete, war in den Medien nur von den großen Umweltschäden zu lesen, die der Uranerzbergbau hinterlassen hatte. Etwa 45 Jahre lang haben die Bergleute der SDAG Wismut in harter, die Gesundheit gefährdender Arbeit das Uranerz aus der wohl größten hydrothermalen Uranerzlagerstätte der Welt in Schlema-Alberoda im Erzgebirge, aus Tausenden Erzgängen geschlagen und gefördert. Gewaltige Abraumhalden von Oberschlema über Niederschlema bis Alberoda und Hartenstein waren bzw. sind das Zeugnis.

Die Anstrengungen, eine verträgliche Umwelt wieder herzustellen, sind insbesondere im berühmten Kurort Oberschlema in vollem Gange und es wird die Zeit kommen, dass die großen Narben, die der Uranerzbergbau hinterließ, umweltgerecht saniert und vom Grün der Natur überdeckt sein werden.

Der Uranerzbergbau, der 1946 m Oberschlema begann, wobei der Kurort zum größten Teil Opfer des damaligen „wildem“ Bergbaues wurde, zog sich mit den Jahren in größere Tiefen nach Niederschlema, Schlema-Alberoda und fast in die Fluren von Hartenstein hin. Während in Oberschlema das Uranerz praktisch bis zur Tagesoberfläche anstand, bauten die Bergleute das Erz in den letzten Jahren des Bergbaues bis in eine Tiefe von 1800 m ab.

Die große hydrothermale Uranerzlagerstätte Schlema-Alberoda liegt nördlich von der klassischen Erzlagerstätte Schneeberg-Neustädtel, die in den vergangenen Jahrhunderten Schauplatz eines intensiven Silber- und Kobaltbergbaues war. Demgegenüber gab es auf der Lagerstätte Schlema-Alberoda, die durch die mächtige Störungslinie „Roter Kamm“ von der Schneeberger Lagerstätte getrennt ist, zur damaligen Zeit nur einen bescheidenen Bergbau auf Silber- und Kupfererze und sie schien jahrhundertlang in Vergessenheit geraten zu sein.

Wenn die Lagerstätte Schlema-Alberoda als Uranerzlagerstätte bezeichnet und das Schneeberger Bergrevier als klassische Silber-, Nickel- und Kobaltlagerstätte in der Literatur benannt wird, ist dies nur bedingt als richtig anzusehen. Auch die Schneeberger Lagerstätte führte in ihren Erzgängen teils erhebliche Mengen Uranerze, die

aber in früheren Zeiten keine wirtschaftliche Bedeutung hatten. Schon das Wort „Pechblende“ (Blender) deutet darauf hin. Die Uranerze von Schneeberg wurden in den vergangenen Jahrhunderten nicht verwendet, blieben in den Erzgängen oder wurden als Abraum auf die Halden verstäurzt. Erst seit Mitte des 19. Jahrhunderts wurden Uranerze für die Herstellung von Uranfarben ausgehalten.

In der Lagerstätte Schlema-Alberoda kann man demgegenüber von einer umgekehrten Abbaumethodik sprechen. In dieser Lagerstätte gab es fast die gleichen Gangvererzungen wie im Schneeberger Revier, wenn man auch von einer weitaus größeren Anzahl von Uranerzergängen sprechen kann. Von 1946 bis 1957 wurden die bei der Uranerzgewinnung beibrechenden Wismut-, Kobalt-, Nickel- und Silbererze nicht ausgehalten. Sie blieben als Versatz in den Gruben oder wurden auf Abraumhalden verstäurzt. Waren die genannten Erze mit Uranerz verwachsen, so wurden in den Aufbereitungsanlagen die Uranerze gewonnen. Die anderen Erzkomponenten waren abgänglich. Wenn in den teilweise reichen und mächtigen Bi-Co-Ni-Ag-Erzergängen, die besonders in den oberen und mittleren Teufen von Oberschlema und Niederschlema angetroffen wurden, keine Uranerze festgestellt wurden, blieben diese Erzkörper von einem Abbau ausgenommen. Erst 1957 begann die SDAG Wismut in der Lagerstätte Schlema-Alberoda mit einer systematischen Erfassung aller anstehenden Begleiterze von wirtschaftlicher Bedeutung. Hierüber gibt es folgende Anordnung an sämtliche Schachtleitungen:

### „Betr.: Gewinnung und Bemusterung von Buntmetallerzvorkommen auf unserer Lagerstätte.“

In Verbindung mit den Instruktionen der Generaldirektion der SDAG Wismut vom 9.2.1957 und vom 26.6.1957 ordne ich an:

- 1.) den deutschen Ingenieur-Geologen ..... für die Gewinnung und Bemusterung der Buntmetallvorkommen, sowie für die Dokumentation und die Schaffung risslicher Unterlagen zu beauftragen.
- 2.) Einen Probenehmer (Kollektor) für die Probenahme einzustellen, der von der Geologischen Abteilung des Objektes benannt wird. (Außer für Schacht 13 und 186).
- 3.) Gemäß der Instruktion der Generaldirektion der SDAG Wismut vom 26.6.1957 werden die Gewinnungsarbeiten auf Buntmetallerze neben der Erzprämie mit der Gruppe IV der Erzkoeffizienten für die Uranerzgewinnung vergütet.
- 4.) Die Gewinnung der Buntmetallerze obliegt als Nebenprodukt der Schachtleitung und ist in die Auftragserteilung und Abrechnung einzubeziehen.

Leiter des Objektes 09  
N.M. Borowikow

Mitverantwortlich für diese Aufgabenstellung war damals der Diplom-Mineraloge Ulrich Lipp, geb. am 17. August 1929, der als 17-jähriger am 1. Oktober 1946 seine Tätigkeit als Fördermann und Hauer bei der SAG Wismut begann. 1948 schloss er einen sechsmonatigen Lehrgang am ehem. Bergtechnikum in Freiberg mit Erfolg ab und wurde als Steiger eingesetzt. Nach einem weiteren Lehrgang am ehem. Bergtechnikum in Freiberg vom Juni 1950 bis Juli 1951 legte er anschließend an der Bergakademie Freiberg, Hauptabteilung Fernstudium, extern die Sonderreifepfprüfung ab und wurde zum Herbstsemester 1951 an der Bergakademie Freiberg als Fernstudent, Fachrichtung Bergbaukunde, immatrikuliert.

Im Sommer 1952 wechselte er die Fachrichtung und begann im Herbst 1952 das Direktstudium am Mineralogischen Institut der Bergakademie Freiberg und legte im Herbst 1957 mit Erfolg die Prüfung als Diplom-Mineraloge ab.

Nach viermonatiger Assistenzzeit wurde Ulrich Lipp als Sachgebietsbeauftragter für Mineralogie im Objekt 09 (Bergbaubetrieb Aue) der SDAG Wismut eingesetzt und sein Tätigkeitsbereich war u. a. die Erfassung und Untersuchung der Begleiterzkomponenten (u. a. Wismut-, Kobalt-, Nickel- und Silbererze) in der Uranerzlagerstätte Schlema-Alberoda.

Im Frühjahr 1958 wurde er als außerplanmäßiger Aspirant an der Bergakademie Freiberg aufgenommen und begann mit der systematischen Untersuchung der Lagerstätte Schlema-Alberoda auf Bi-Co-Ni-Ag-Vererzungen mit gleichzeitiger Untersuchung der Proben. Diese sehr umfangreichen Arbeiten zogen sich bis Ende 1967 hin. Anschließend arbeitete er an seiner Dissertation. Bedingt durch innerbetriebliche Aufgaben bei der SDAG Wismut, musste er mehrfach seine Arbeiten an der Dissertation unterbrechen und um Verlängerung bitten, dem auch stattgegeben wurde. Infolge der Thematik verzögerte sich die Reinschrift der Dissertation ebenfalls, da sie nicht außerhalb des Bergbaubetriebes Aue (BB09) der SDAG Wismut geschrieben werden durfte.

Wie seinen sehr umfangreichen privaten Unterlagen zu entnehmen ist, arbeitete Ulrich Lipp nicht nur allein an der Erfassung der im Abbau befindlichen Uranerzgänge, um festzustellen, ob abbauwürdige Begleiterze mit anstehen. Er arbeitete gleichzeitig ältere Archivunterlagen aus der Anfangszeit des Uranerzbergbaues, soweit sie noch vorhanden waren, mit auf, um zu prüfen, ob Erze der Bi-Co-Ni-Ag-Formation möglicherweise noch anstehen, die infolge Fehlens von Uranerzen nicht abgebaut wurden und wo sich ein Abbau noch lohnen könnte. Er untersuchte die Lagerstätte intensiv auf mögliche Hinweise, wie sich Bi-Co-Ni-Ag-Erzvorkommen an und in den verschiedenen Gesteinsvarietäten bilden konnten, was die Ursache war, dass es reiche Erzfälle gab und

warum sie bei Veränderung der Gesteinsserien möglicherweise vertaubten.

Er untersuchte mit erheblichem Zeit- und Arbeitsaufwand die Bildung dieser Erzvorkommen, indem er die verschiedenartigen Erzbildungen und Gangformationen mit der Entfernung vom unterliegenden Granitkontakt interpolierte und in Diagrammen aufzeichnete. Mit diesen Erkenntnissen entschlüsselte er auch die Bildung der teilweise großen Erzfälle und der mächtigen sogenannten Erzknoten.

Das Studium der älteren umfangreichen Literatur über diese interessanten Erzvorkommen der Bi-Co-Ni-Ag-Formation im sächsischen Erzgebirge ermöglichte es ihm auch, eigene Auffassungen auszuarbeiten, die in seiner Dissertation, seinem Lebenswerk, aufgezeichnet sind. Die große Lagerstätte Schlema-Alberoda mit ihren klassischen Vorkommen der verschiedenen Erzvarietäten war praktisch eine einmalige Gelegenheit, neue Erkenntnisse zu schaffen

Leider war es Ulrich Lipp nicht vergönnt, dass seine anliegende Dissertation mit dem angestrebten akademischen Titel gekrönt wurde. Infolge der damaligen Verhältnisse wurde seine Arbeit, die in vier Exemplaren angefertigt wurde, von seinem Arbeitgeber, der Sowjetisch-Deutschen Aktiengesellschaft WISMUT eingezogen und mit der Nummer 9/2162 am 23. März 1971 zur Vertraulichen Verschlussache erklärt.

Am 11. November 1970 musste Ulrich Lipp noch eine drei Seiten umfassende Erklärung abgeben, die praktisch eine Verteidigung seiner Dissertation darstellt. Leider im anderen Sinne. Einige Passagen daraus sollen genannt sein:

- 1.) „Die einzelnen Abschnitte der Dissertation selbst tragen nicht vertraulichen Charakter. Ihre Anfertigung erstreckte sich über einen längeren Zeitraum.
- 2.) In den Hauptabschnitten 3 und 4 habe ich weitgehend auf Veröffentlichungen in der Fachliteratur, die ebenfalls nicht vertraulich sind, zurückgegriffen und im Wesentlichen nur in den Abschnitten 4.5, 4.6 und 4.9 ergänzende eigene Ergebnisse dargelegt. Meine Untersuchungsergebnisse bilden den Hauptabschnitt 5 der Dissertation.
- 3.) Als ich im Herbst 1967 mit dem Schreiben des Manuskriptes der Dissertation begann, besaßen Angaben über Begleitkomponenten keinen vertraulichen Charakter. Diese wurde erst 1970 zur Vertraulichen Verschlussache erklärt.

Nach Fertigstellung der Reinschrift der Dissertation habe ich diese einer Fachkommission des BB 09 vorgelegt. Die Kommission stellte fest, dass die einzelnen Abschnitte keinen vertraulichen Charakter haben. Die Gesamtarbeit jedoch den Charakter einer Vertraulichen Verschlussache besitzt.

Faksimile des Originaltitels der zum Einreichen als Dissertation fertigen Arbeit mit der VVS-Registratur 1971 und dem Rückstufungsstempel auf den Charakter als nicht mehr vertrauliche „Dienst-sache“ vom 05.05.1988

~~9/2162~~ ~~VERTRAULICH-VERSCHLUSSABTEILUNG~~  
Exemplar Nr. 2

~~13. 4. 1988~~  
~~421~~

*Umlieg., DS 19.4.1988 H*

**Lagerstättenkundliche Untersuchungen über das Auftreten und die Verteilung der biconi- und ags-Formation im nördlichen Teil des Schneeberger Lagerstättenbezirkes.**

Von der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Bergakademie Freiberg genehmigte Dissertation zur Erlangung des Grades eines  
**Dr. rer. nat.**

Vorgelegt von  
**Ulrich Lipp**  
aus  
**Schneeberg/Erzgeb.**

Referent: Prof. Dr. rer. nat. habil. H. J. Rösler

Koreferent:

Dienstsache	Expl.-Nr. 1 - .....
Ausg.-Nr. A 3 1186	Dat. S. J. PP
Poststelle	Dat.
Eing.-Nr.	Dat.
Anzahl Bl. 421	Anl. /

Tag der Einreichung:

Tag der öffentlichen Verteidigung:

~~Handwritten: 3/2 VS~~

~~Handwritten: 375 G 1~~     ~~Handwritten: 19.4.1988~~

Ich möchte noch betonen, dass ich in der genannten Zeit, in der ich an der Dissertation arbeitete und schrieb, niemandem Einblick in die vorliegende Arbeit gab. Meinem Betreuer an der Bergakademie Freiberg, Herrn Prof. Dr. rer. nat. habil. H. J. Rösler, gab ich bei meinen Rücksprachen nur mündlich Rechenschaft und informierte ihn nur in allgemeiner Form über den Fortgang der Arbeiten und über die Art der vorgenommenen Untersuchungen. Detaillierte Angaben über die gewonnenen Ergebnisse sowie Einblick in die Arbeit selbst, einschließlich des graphischen Materials erhielt er nicht von mir."

Erst am 19. April 1988 wurde die Dissertation von Ulrich Lipp zur Dienstsache herabgestuft und ein Exemplar nebst Unterlagen an Ulrich Lipp wieder ausgehändigt, nachdem die Verschlussabteilung 1989 aufgelöst wurde.

Im Sommer 1990 lernte ich Ulrich Lipp kennen, und es entwickelte sich eine intensive Freundschaft, die bedingt durch eine schwere Berufskrankheit mit seinem plötzlichen Tod am 19. Juli 1996 ihr Ende fand.

Besondere Anmerkungen, die nicht in der Dissertation enthalten sind, heben sich vom Originaltext durch „Kursiv-

*schrift*" ab. Die umfangreichen Abbildungen wurden, da sie teilweise in nicht druckfähiger Bildqualität vorlagen, nachgearbeitet bzw. ersetzt. Das gilt insbesondere für Abbildungen von Mineralen, die aus meiner Sammlung stammen.

Da, weil zur damaligen Zeit verboten, keine Fundortangaben im Uranerzbergbau gemacht werden durften, habe ich die Aufzeichnungen von Ulrich Lipp durchgearbeitet, und es gelang mir, bei einem Großteil der Abbildungen genaue Fundortangaben nachzutragen.

Sein großes Wissen über die Uranerzlagerstätte Schlema-Alberoda, sowie seine umfangreichen Aufzeichnungen sollten nicht in Vergessenheit geraten. Deshalb danke ich dem Sächsischen Landesamt für Umwelt und Geologie und dem Sächsischen Oberbergamt für die großzügige Aufnahme seiner Dissertation in die Reihe der Bergbaumonographien des Freistaates Sachsens.

Damme, im Oktober 1998

Siegfried Flach

# 1 Vorbemerkungen und Einleitung des Verfassers

## 1.1 Vorwort

Die Anregung zu vorliegender Arbeit ergab sich aus der Befahrung und der Bearbeitung zahlreicher in den letzten Jahren im Gebiet von Schlema-Alberoda neu aufgeschlossener Bi-Co-Ni- und Ag-erzführender Gänge sowie aus der Auswertung eines umfangreichen, wenn auch für die einzelnen in vorliegender Bearbeitung untersuchten Fragen nicht immer vollständigen Archivmaterials des Geologischen Dienstes des Bergbaubetriebes Aue der SDAG Wismut.

Betriebliche Schwerpunktaufgaben bedingten eine zeitweise Unterbrechung dieser Untersuchungen und verzögerten ihre Fertigstellung. In Absprache mit dem stellvertretenden Hauptgeologen des Bergbaubetriebes Aue wurde die vorliegende Arbeit bewusst etwas ausführlicher und umfangreicher gestaltet, um allen Mitarbeitern des Geologischen Dienstes im Bergbaubetrieb Aue ein Werk in die Hand zu geben, das ihnen ermöglicht, die Aufgaben in der täglichen Arbeit und in der Produktion besser zu lösen.

Die Untersuchungen zu vorliegender Arbeit wurden überwiegend innerhalb des Geologischen Dienstes des Bergbaubetriebes Aue der SDAG Wismut durchgeführt.

Für die stetige Förderung und für viele wertvolle Hinweise während der Durchführung vorliegender Untersuchungen bin ich meinem verehrten Lehrer und Betreuer, Herrn Professor Dr. rer. nat. habil. H. J. Rösler, zu tiefem Dank verpflichtet, der mir die Anfertigung dieser Arbeit im Rahmen einer außerplanmäßigen Aspirantur ermöglichte.

Mein besonderer Dank gilt dem stellvertretenden Hauptgeologen der SDAG Wismut, Herrn Diplom-Ingenieur-Geologen K. Feirer für die Gewährung vorliegender Untersuchungen und die Genehmigung, interne geologische Unterlagen und Archivmaterial während der Anfertigung dieser Arbeit zu benutzen.

Vom stellvertretenden Hauptgeologen des Bergbaubetriebes Aue erhielt ich ebenfalls wertvolle Hilfe und Unterstützung im Rahmen der vorgenommenen Untersuchungen.

Für wertvolle Hinweise in zahlreichen Aussprachen danke ich den Kandidaten der Akademie der Wissenschaften der UdSSR, Herrn W. L. Barsukow, Herrn G. B. Naumow, Herrn N. P. Jermolajew, Frau N. T. Sokolowa und Frau S. Morotina sowie Herrn Dipl.-Min. E. Harlaß.

Ebenso gehört mein aufrichtiger Dank den Kandidaten der Akademie der Wissenschaften der UdSSR, Herrn

B. N. Atschejew, Herrn B. Ryshow und Herrn W. B. Naumow sowie Herrn Dipl.-Min. W. Büder, Herrn Dipl.-Min. S. Märtens, Herrn Dr. rer. nat. H. Schulz, Herrn Dipl.-Min. O. Röscher, Herrn Dipl.-Geologen U. Petschat, Herrn Dipl.-Geologen M. Berger, Herrn Geol.-Ing. E. Meichsner und Herrn Geol.-Ing. K. H. Linkert für die Einsicht in Unterlagen und für die Überlassung zahlreicher unveröffentlichter Untersuchungsergebnisse.

Die Anfertigung der Spektralanalysen erfolgte im Spektrallabor des ZGB der SDAG Wismut in Grüna durch Herrn Dipl.-Min. L. Weise. Zeitweise unterstützten mich besonders bei der Durchführung der Probenahme, bei der Ermittlung des Abstandes der Erzkpunkte von der Granitoberfläche und bei der Planimetrierung der Erzflächen, Herr Geol.-Ing. W. Claus, Herr Geol.-Ing. M. Hafner und Herr Geol.-Ing. W. Seltmann. Die Reinzeichnung und die Vervielfältigung des graphischen Materials nahmen die Mitarbeiter des Geologischen Dienstes des Bergbaubetriebes Aue vor. Die Reinschrift der vorliegenden Arbeit übernahm Frau I. Richter. Den genannten sowie vielen ungenannten Kollegen des Geologischen Dienstes des Bergbaubetriebes Aue, die mir Hinweise auf ältere Auffahrungen und wertvolles Probematerial aus früheren Jahren überließen, möchte ich an dieser Stelle nochmals meinen Dank aussprechen.

## 1.2 Einleitung

Die arsenidische Ni-Co-Vererzung mit gediegen Wismut und gediegen Silber nimmt schon seit der Frühzeit geowissenschaftlicher Untersuchungen aufgrund der ihr eigenen Besonderheiten eine gewisse Sonderstellung ein. Die Eigenheiten dieser, abgekürzt als biconi-Formation<sup>1</sup> bezeichneten Gangformation im Ablauf der hydrothermalen Lagerstättenbildung erregte die Aufmerksamkeit vieler Bearbeiter und reizte immer wieder zahlreiche Geowissenschaftler zu Untersuchungen über die Gesetzmäßigkeiten der Bildung der biconi-Formation. Obwohl ein umfangreiches Schrifttum über die weit verbreitete Bi-Co-Ni- und Ag-Vererzung existiert, ist es bis heute noch nicht gelungen, die Genese der von NIGGLI 1925 (145) als „anormale Bildung“ und von OELSNER 1961 (153) als „geochemisch merkwürdige Paragenese“ bezeichneten Gangformation vollständig zu klären. Von vielen der früheren Bearbeiter wurde die Diskrepanz zwischen der räumlichen Abhängigkeit der arsenidischen Co-Ni-Vererzung an die in ihrer Nähe ausgebildeten Granite erkannt, wobei einige von ihnen die räumliche Abhängigkeit mit einer zeitlichen und damit auch mit einer genetischen Abhängigkeit gleichsetzten.

<sup>1</sup> Unter der Schreibweise „biconi-Formation“ wird das allgemeine Auftreten dieser Gangformation verstanden, während die sonst übliche Schreibweise auf das unmittelbare Auftreten von „Bi-Co-Ni-Vererzung“ innerhalb der Gangformation beschränkt wird.

Andererseits steht die angenommene Anreicherung von Kobalt und Nickel im Prozess der Restkristallisation saurer Magmen im Widerspruch zu den geochemischen Verteilungsgesetzen von Kobalt und Nickel innerhalb der Erdkruste, in der beide Elemente in basischen Gesteinen angereichert sind.

Zahlreiche, in den letzten Jahren entwickelte neue Untersuchungsverfahren, wie die Bestimmung des absoluten Alters, das von OELSNER 1962 (156) als physikalisches bezeichnet wurde, von Mineralen und Gesteinen und die Bestimmung der Isotopenzusammensetzung einiger Elemente sowie deren Veränderung während der geologischen Entwicklung ergaben, dass eine genetische Bindung der biconi-Formation an saure, granitische Magmen nicht mehr haltbar ist. Es erscheint daher der Versuch naheliegend, diese neuen Erkenntnisse über die Genese der arsenidischen Co-Ni-Vererzung durch montangeologische, lagerstättenkundliche und mineralogische Untersuchungen in einem in den letzten Jahren neu aufgeschlossenen Grubenfeld (*gemeint ist die Uranerzlagerstätte, Schlema-Alberoda*) eines klassischen Bi-Co-Ni- und Ag-Lagerstättenbezirkes zu bestätigen und zu untermauern. Außerdem ergibt sich eine Neubearbeitung auch aus der altersmäßigen Einstufung der Bi-Co-Ni- und Ag-Vererzung innerhalb der hydrothermalen Abfolgen der erzgebirgischen Ganglagerstätten, deren Nichtübereinstimmung mit dem Vorkommen der Bi-Co-Ni- und Ag-Vererzung in anderen Lagerstättenbezirken von WERNER 1966 (249) aufgezeigt wird. Mit dieser Neubearbeitung verbindet sich gleichzeitig ein Beitrag zu Klärung der Gesetzmäßigkeiten der genetisch schwierig deutbaren biconi-Formation und der Verteilung ihrer Vererzung. Mit diesen Untersuchungen können natürlich nicht alle, sondern nur ein Teil der noch offenstehenden Probleme erfasst werden, zumal die Aufschlussverhältnisse im Untersuchungsgebiet Schlema-Alberoda keine direkten Aussagen über das geologische Alter der arsenidischen Co-Ni-Vererzung gestatten.

Die Bi-Co-Ni- und Ag-Vererzung im Untersuchungsgebiet weist sowohl allgemeine Tendenzen der Verteilung wie in den anderen erzgebirgischen Ganglagerstätten als auch einige Besonderheiten auf, die nur in einem Teil der Lagerstätten ausgebildet sind und lässt daher Vergleiche und Rückschlüsse auf die Verteilung der biconi-Formation in anderen Lagerstättenbezirken des Erzgebirges zu.

Obwohl die Gewinnung der arsenidischen Co-Ni-Erze mit gediegen Wismut und gediegen Silber in den vergangenen Jahrhunderten ihren Höhepunkt erreichte, besitzen diese Erze im gegenwärtigen Bergbaubetrieb Aue der SDAG Wismut als Begleitkomponenten eine gewisse volkswirtschaftliche Bedeutung, die auch in Zukunft nicht vernachlässigt werden sollte.

Nach der Beschreibung der geologischen Situation des Untersuchungsgebietes, in der die petrographischen und tektonischen Verhältnisse sowie die kontaktmetamorphe Veränderung der Gesteine dargelegt werden, folgen die Ergebnisse über die Untersuchung der Paragenesen und des zeitlichen Ablaufes der einzelnen Abfolgen im hydrothermalen Mineralisationsprozess, wobei entsprechend der Thematik vorliegender Untersuchung die Paragenesen der biconi- und der ags-Formation einen größeren Raum einnehmen. Besonderer Wert wird auf die Ermittlung der zonalen Verteilung der Bi-Co-Ni- und Ag-Vererzung sowie der Beziehungen zwischen dieser Vererzung und dem Nebengestein im Untersuchungsgebiet gelegt.

Nach der Darlegung der ermittelten Ergebnisse über die Zonalität der Paragenesen der biconi- und der ags-Formation sowie der Verbreitung der genannten Erze in den einzelnen Gesteinsarten werden **Ausführungen über lithologische und strukturelle Faktoren, die die Lokalisation und Konzentration der Bi-Co-Ni- und Ag-Vererzung bedingen**, gemacht. Anhand der gewonnenen Ergebnisse werden abschließend einige neue Gesichtspunkte zur Deutung der Genese dieses interessanten Erztypes diskutiert.

## 2 Allgemeine Übersicht über das Untersuchungsgebiet

### 2.1 Geographische Begrenzung des Gebietes

Die Lagerstätte Schlema-Alberoda befindet sich innerhalb des von MÜLLER 1860 (135) definierten Schneeberger Lagerstättenbezirkes und liegt nördlich der Lagerstätte Schneeberg (i. e. S.), von der sie durch die bekannte Störung „Roter Kamm“ getrennt ist (Abb. 1). Nach Nordwesten wird die Lagerstätte Schlema-Alberoda durch das Ausstreichen der in die Löbnitz-Zwönitzer Mulde eingefalteten silurischen und devonischen Schichten begrenzt, während die nordöstliche Grenze etwa parallel mit der Grenze der kontaktmetamorphen Veränderung der Gesteine verläuft. In östlicher und südöstlicher Richtung schließt sich an die Lagerstätte Schlema-Alberoda die Lagerstätte Aue-Lauter, die von BOLDUAN, MOSEL & SIPPEL 1964 (34) und von HARLASS & SCHÜTZEL 1965 (71) beschrieben wurde, mit den beiden Revieren Bärengrund und Freibad-Hakenkrümme an. Die südliche und südwestliche Begrenzung der Lagerstätte ist durch die Granitvorkommen von Aue und Schlema (Gleesberg) sowie durch die Störung „Roter Kamm“ festgelegt.

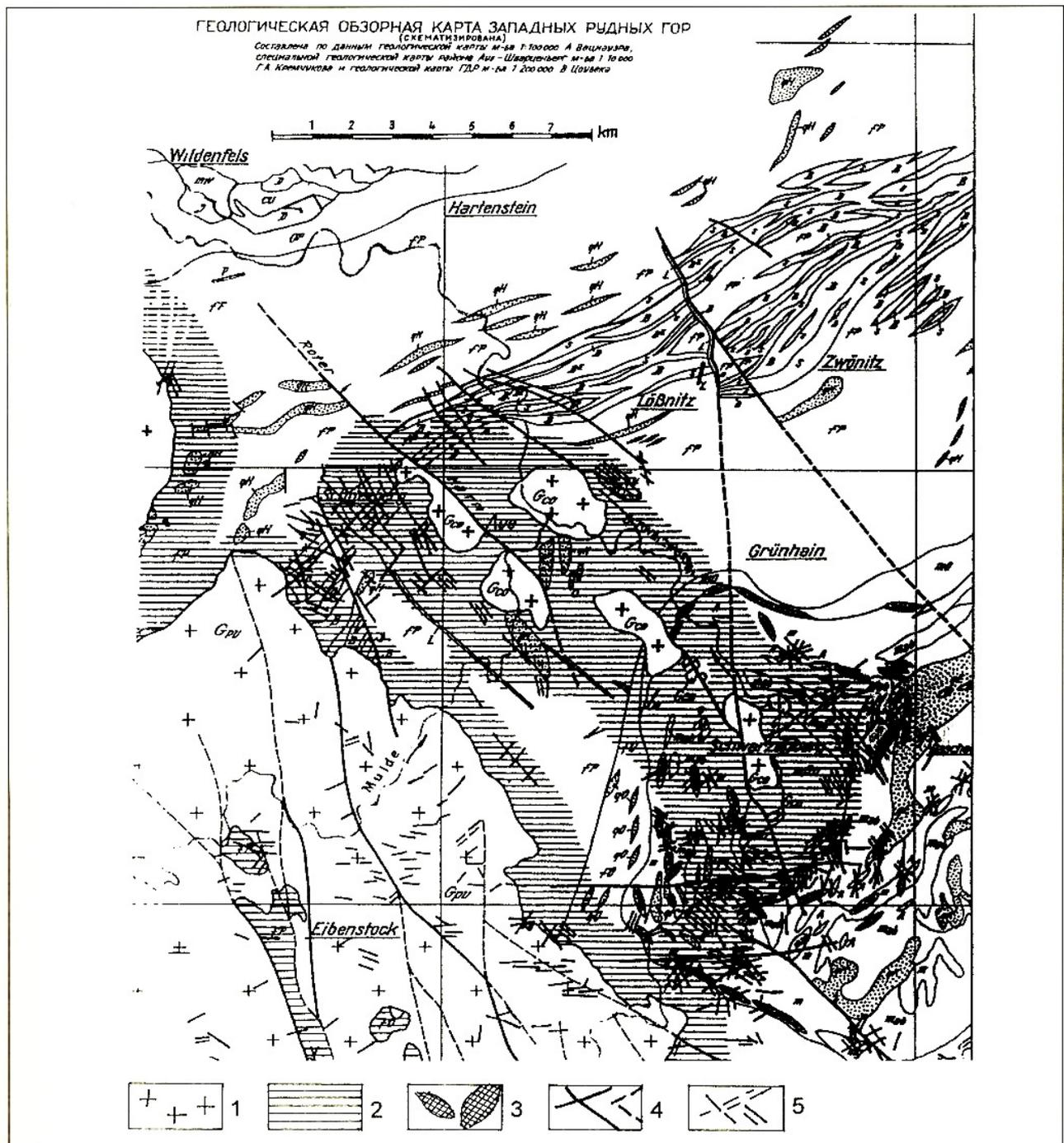


Abb. 1:

Schematisierter Ausschnitt aus der Geologischen Übersichtskarte des Westerzgebirges 1:100 000 (unter Verwendung der geologischen Karten von Watznauer 1:100 000, Kremtschukow 1:10 000, Zoubek 1:200 000)

1 - Granite, 2 - Kontakthof der Granite, 3 - Skarne, 4 - tektonische Störungen, 5 - Mineral- und Erzgänge, L - Lamprophyrgänge,  $G_{pu}$  - Granite des unterpermischen Intrusionszyklus („Erzgebirgsgranit“),  $G_{co}$  - Granite des oberkarbonischen Intrusionszyklus („Gebirgsgranit“), cu - Unterkarbon (bei Wildenfels), D - Devon (bei Wildenfels), B - intrusive Epi- bis Mesodiabase,  $B^E$  - Epi- bis Mesobasite, effusiv, S - Silur, o - Ordovizium,  $o$  - ordovizische Phyllite allgemein,  $iP$  - Phyllite der Phycodenserie,  $qH$  - Hauptquarzit,  $qO$  - ordovizische Quarzite allgemein, mo - Chlorit-Muskowit-Glimmerschiefer, Kambrium (bis Oberproterozoikum = ?), m,  $m_{ab}$  - Glimmerschiefer, teilweise granatführend oder mit Albitporphyroblasten, mg - graphitführender Glimmerschiefer, mw - Orthogneis, Paragneis und Glimmerschiefer von Wildenfels, mGn - Zweiglimmerorthogneis (Schwarzenberger Augengneis u. a.),  $qK$  - Keilbergquarzit,  $oE$  - Emmlerquarzit, K - kristalline Kalksteine und Dolomite, A - Metabasite

Tab. 1: Einige Angaben zur geschichtlichen Entwicklung des Bergbaus im Schneeberger Lagerstättenbezirk

13. Jh.	Gewinnung von Eisenerzen der Oxidationszone von Erzgängen	urkundlich nicht nachweisbar
1316	Belehnung einer Fundgrube am „Hohen Forst“ zwischen Schneeberg und Hartmannsdorf (Gänge der kb-Formation)	HEILFURTH 1937 (76) SIEBER 1954 (205)
1362	Fund von Eisen- und Silbererzen bei Löbnitz	SIEBER 1954 (205)
1378	Verleihung von Zinnseifen bei Zschorlau (Endokontakt des Eibenstocker Granitmassivs)	HEILFURTH 1937 (76) SIEBER 1954 (205)
um 1440	Erwähnung der Zeche „Silberwaage“ an der Eisenbrücke im Tal der Zwickauer Mulde zwischen Niederschlema und Alberoda (Grube ist sicher älter) Falsche Ortsangabe: vgl. bei	SIEBER & LEISTNER 1967 (209) SCHIFFNER & WEIDIG
1453	Erster Silberfund auf dem Schneeberg	SIEBER 1954 (205)
1463	Gewinnung von Wismut im Neustädter Revier bei Schneeberg	HEILFURTH/SIEBER
1470	Beginn des eigentlichen Silberbergbaus bei Schneeberg	HEILFURTH/SIEBER
1477	Großer Silberfund auf der Schneeberger Grube „St. Georg“: Herzog Albrecht von Sachsen speiste an einer 2 m langen, 2 m breiten und 1 m hohen Silbererzstufe, deren Gewicht 400 Zentner betrug	HEILFURTH/SIEBER, QUELLMALZ & PRESCHER 1961 (173)
1481	Beginn der Auffahrung des Markus-Semmler-Stollns, dessen Gesamtlänge 1945 rund 45 km betrug	SIEBER & LEISTNER 1967 (209)
1501	Fündigwerden der Grube „König David“ am Gleysberg bei Oberschlema (Cu-reiche Fazies der kb-Formation)	SIEBER 1954 (205)
1501	Erwähnung eines Bergwerkes „am Pfannenstiel“, heute Revier Bärengrund (Gänge der kb-Formation)	SIEBER 1956 (206)
1520	Entdeckung der „Smalte“ (Kobaltblau) durch Peter Weidenhammer in Schneeberg	SIEBER 1954 (205)
1529	Auffinden von Quecksilbererzen bei Hartenstein	SCHULZ 1964 (199)
1573	Aufnahme der Kobaltförderung in stärkerem Umfang im Schneeberger Revier	SIEBER 1954 (205)
1635	Gründung des Blaufarbenwerkes in Niederpfannenstiel (heute: VEB Mansfeldkombinat Wilhelm Pieck, Betriebsabteilung Nickelhütte Aue)	SIEBER 1954 (205)
1644	Bau des Blaufarbenwerkes in Oberschlema	SIEBER 1954 (205)
1656-1659	Bau des Floßgrabens zwischen Bockau und Oberschlema (Gesamtlänge 16 km, Höhenunterschied 70 m)	SIEBER & LEISTNER 1967(209)
1661	Entdeckung der Zinnvorkommen am Heideisberg bei Aue	SIEBER 1959 (207)
1698	Auffinden des Kaolinvorkommens am Heideisberg bei Aue	SIEBER 1960 (208)
1823	Entdeckung der Legierung „Argentan“ durch H. Geitner in Schneeberg, damit beginnende Nutzung des Metalls Nickel	SIEBER 1954 (205)
etwa seit 1850	bescheidene Förderung von Uranerzen im Schneeberger Revier	
1909-1912	Untersuchungen der Radioaktivität der Wässer im Gebiet von Schneeberg und Oberschlema, letztere von 1920 bis 1945 für balneologische Zwecke genutzt	SCHIFFNER & WEIDIG 1908, 1909, 1911, 1912 (190)
etwa seit Beginn des 1. Weltkrieges	Beginn der Wolframitgewinnung in den Revieren Zschorlau und Griesbach des Schneeberger Lagerstättenbezirkes	

## 2.2 Bergbauliche Entwicklung des Lagerstättenbezirkes

Die Erze des Schneeberger Lagerstättenbezirkes sind schon seit mehr als sechs Jahrhunderten Gegenstand eines intensiven Bergbaues, der wahrscheinlich schon im 13. Jahrhundert mit der Gewinnung von Eisenerzen aus der Oxidationszone der Erzgänge begann, urkundlich aber seit dem 14. Jahrhundert nachweisbar ist.

Der Schneeberger Bergbau erlebte in seiner Vergangenheit mehrere Perioden der Blüte und des Niederganges (Tab. 1), deren Hauptursachen neben der in den verschiedenen Perioden unterschiedlichen Bedeutung der in der Tab. 1 aufgeführten Metalle besonders in den wirtschaftlichen Bedingungen der jeweiligen Zeitepoche zu suchen sind.

In den dreißiger und vierziger Jahren des 20. Jahrhunderts erfuhr der selbständige Bergbau auf Wismut, Kobalt und Nickel seine letzten Anstrengungen. Nach dem zweiten Weltkrieg begann mit der Aufnahme umfangreicher Such- und Schürfarbeiten durch die SDAG Wismut eine neue Blütezeit des erzgebirgischen Bergbaues. Dabei wurde auch die Lagerstätte Schlema-Alberoda, die trotz einiger in der Geschichte des Schneeberger Bergbaubezirkes frühzeitiger Versuchsarbeiten im Schatten der benachbarten Schneeberger Lagerstätte stand und jahrhundertlang vergessen schien, eingehend erkundet und in Abbau genommen.

Mit der Durchführung umfassender Bergbauarbeiten durch die SDAG Wismut ergaben sich für die Kobalt-Nickel-Wismuterze als Begleitkomponenten des Uran-

erzes neue Möglichkeiten einer wirtschaftlichen Nutzung. Im Jahre 1957 erfolgte die Wiederaufnahme der Gewinnung von Kobalt-Nickel-Wismut- und Silbererzen und bis Ende 1968 konnte mehr als die dreifache Menge an Bi-, Co- und Ni-Metall - im Vergleich zur Gewinnung im Zeitraum von 1935 bis 1945 innerhalb der Schneeberger Lagerstätte - der Volkswirtschaft der DDR zur Verfügung gestellt werden. *(In dem Zeitraum von 1946 bis 1957 wurden insbesondere die in den oberen Teufen mit anstehenden teils reichen Vorkommen von Silber-Kobalt-Nickel- und Wismuterzen als Abraum auf die Halben verstützt, blieben als Versatz in den Gruben oder wurden nicht abgebaut, wenn kein Uranerz mit aufgefunden wurde).*

### **3 Die geologischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet**

Die Lagerstätte Schlema-Alberoda befindet sich im Bereich der Löbnitz-Zwönitzer Mulde und bildet deren südwestlichen Teil. Die Gesteinsfolge, die am Aufbau der Löbnitz-Zwönitzer Mulde beteiligt ist, umfasst regional-metamorph überprägte Schichten des Ordoviziums, des Silurs und des Devons. Petrographisch sind die Gesteine in eine sedimentär-metamorphe und in eine eruptiv-metamorphe (metabasitische) Serie zu untergliedern<sup>2</sup>. Im südlichen Teil der Löbnitz-Zwönitzer Mulde sind in die Schichtfolge magmatische Gesteine eingedrungen, die eine kontaktmetamorphe Überprägung der Sedimente und Metabasite bewirkt haben.

#### **3.1 Die Gesteine des Untersuchungsgebietes**

##### **3.1.1 Magmatische Gesteine**

Die südliche Begrenzung des Schneeberger Lagerstättenbezirkes im Sinne von MÜLLER 1860 (135) wird vom Eibenstocker Granitmassiv gebildet. Nordöstlich von diesem treten die kleinen, nahe beieinander liegenden Granitvorkommen von Schlema (Gleesberg), Aue und Auerhammer auf, die von HERRMANN 1960, 1968 (79, 80) aufgrund ihrer übereinstimmenden petrographischen Ausbildung und tektonischen Verhältnisse zusammengefasst und als Granitmassiv von Aue bezeichnet werden.

Die Granite des Eibenstocker Massivs unterscheiden sich wesentlich von denen des Auer Massivs und gehören einem anderen Intrusionszyklus an. Der magmatische Komplex umfasst außerdem zahlreiche gangförmig aus-

gebildete Granite, Granitporphyre, „Quarzporphyre“ und Aplite, die sowohl innerhalb der Granitmassive als auch in den Hüllgesteinen der Granite auftreten, sowie Lamprophyre, wobei ein Teil der Gesteinsgänge prägranitisches bis granitisches Alter aufweist, während der größere Teil der Gesteinsgänge postgranitische Bildungen darstellt.

##### **3.1.1.1 Granitvarietäten der Massive von Aue und Eibenstock**

Eine Gesamtdarstellung der in den westerzgebirgischen und in den angrenzenden böhmischen Massiven auftretenden Granitvarietäten wurde erstmals von LAUBE 1876 (109), der unter den verbreitetsten den älteren „Gebirgsgranit“ und den jüngeren „Erzgebirgsgranit“ unterschied, gegeben. Während der ersten geologischen Landesaufnahme in Sachsen von 1880 bis etwa 1885 wurden die Granitvarietäten in den einzelnen Massiven von DALMER 1881, 1883 (45, 46), DALMER & SCHRÖDER 1882 (53) und SCHALCH 1884 (189) beschrieben. DALMER 1900 (51) nahm die Zusammengehörigkeit der einzelnen Massive zu einem großen erzgebirgischen Zentralpluton an. Während FRITZSCHE 1928 (64) die Granite nach ihrem Chemismus untersuchte, führte TEUSCHER 1934, 1935, 1936 (219, 220, 221, 222) in mehreren Untersuchungen die Bestimmung und Beschreibung des Mineralbestandes sowohl in qualitativer als auch in quantitativer Beziehung durch. OELSNER 1952 (149) schloss aus der Verbreitung der Lamprophyre auf eine im Untergrund des Erzgebirges weitreichende Ausbildung des Granites. WATZNAUER 1954 (241) kam aufgrund der Lagerstättenverteilung zu der Ansicht, dass das Erzgebirge von einer zusammenhängenden, aber stark untergliederten Granitmasse unterteuft wird, wobei er versuchte, die Lage der Granitoberfläche in einer Karte quantitativ zu erfassen.

In jüngerer Zeit erfuhren die einzelnen Granitvarietäten von HERRMANN 1960, 1968 (79, 80) eine eingehende mineralogische und petrographische Untersuchung. TISCHENDORF, WASTERNACK, BOLDUAN & HÖSEL 1965 (229) detaillierten in einer Karte die Ausbildung der Granitoberfläche im Untergrund und unterschieden innerhalb der erzgebirgischen Granitmassive drei größere Teilplutone.

Die innerhalb des westerzgebirgischen Teilplutons im Sinne der genannten Autoren verbreiteten Granitvarietäten sind auch im Untersuchungsgebiet und seiner Umgebung ausgebildet. Das Eibenstocker Massiv, das hauptsächlich aus mittel- bis grobkörnigem „Erzgebirgsgranit“ besteht, den DALMER 1900 (51) als Lithionit-Albit-Granit und TEUSCHER 1936 (221) als „autometamorphen“ Hauptgranit bezeichnete, erstreckt sich bis in den südlichen Teil des Schneeberger Lagerstättenbezirkes. Untergeordnet sind im Eibenstocker Massiv jüngere,

<sup>2</sup> Im Bezug auf die unterschiedliche Erzführung der Gänge in den verschiedenen Gesteinen werden für das Untersuchungsgebiet die phyllitischen Gesteine des Ordoviziums als „unproduktive“ und die bituminösen Schiefer des Silurs gemeinsam mit den metabasitischen Gesteinen des Devons als „produktive“ Serie bezeichnet.

feinkörnige, teilweise aplitische Nachschübe, die meist gangförmig auftreten, ausgebildet.

Das im Zentrum des Schneeberger Lagerstättenbezirkes gelegene und die Vorkommen von Schlema (Gleesberg), Aue und Auerhammer umfassende Massiv von Aue besteht überwiegend aus mittelkörnigem Granit mit Einsprengungen von Kalifeldspat. Gegen den Kontakt zu ist nach HERRMANN 1960 (79) eine feinkörnige Randzone ausgebildet. Dieser Granit entspricht dem Typ des „Gebirgsgranits“ von LAUBE 1876 (109) und wurde von DALMER 1900 (51) als Biotitgranit bezeichnet. Nur im untergeordnetem Maße treten innerhalb des mittelkörnigen Granits im Auer Massiv jüngere, gangförmig ausgebildete feinkörnige Varietäten auf. Die wichtigsten Unterschiede der mittelkörnigen Granite im Eibenstocker und Auer Massiv sind in Tabelle 2 anhand der umfangreichen Untersuchungsergebnisse von HERRMANN 1960 (79) zusammengestellt.

Neben den jüngeren feinkörnigen Graniten sind in beiden Granitmassiven noch zahlreiche Granit- und Aplitgänge ausgebildet, die auch in den Hüllgesteinen der Massive auftreten und meist auf den inneren Kontakthof beschränkt sind. Die Gänge besitzen überwiegend geringe Mächtigkeiten (cm- bis dm-, seltener m-Bereich) und weisen klein- bis feinkörnige oder dichte Struktur auf. Teilweise werden derartige Gänge aufgrund ihrer hohen Kornzahl von DALMER 1881, 1883 (45, 46), TEUSCHER 1935 (220) u. a. als Quarzporphyr oder Mikrogranit bezeichnet. Die horizontale und vertikale Erstreckung der Granit- und Aplitgänge ist unterschiedlich. Sie schwankt zwischen einigen zehn und mehreren hundert m und ist nur selten, wie beispielsweise nordöstlich des Auer Granitvorkommens, größer als 1 km.

Während pegmatitische Bildungen im Eibenstocker Massiv nach TEUSCHER 1935 (220) und HERRMANN 1960, 1968 (79, 80) relativ verbreitet sind, treten sie im Auer Massiv nur untergeordnet auf. Pneumatolytische Bildungen stellen die im Kontakthof der Granite bei Aue-Lauter, Zschorlau und Griesbach verbreiteten und in den Massiven selbst ausgebildeten Quarz-Glimmer-Gänge mit Molybdänit, Wolframit, Turmalin und geringen Mengen von Sulfiden dar.

Von TEUSCHER 1935 (220) werden zahlreiche Greisenbildungen im Eibenstocker Massiv und in dessen Kontakthof beschrieben, die mit der Bildung von Turmalin, Cassiterit, Topas oder Fluorit verbunden sind.

Als hydrothermale Abfolgen, die im Laufe der Restkristallisation vom Magma abgegeben werden und diesem entstammen, sind gegenwärtig mit Sicherheit nur die Quarzgänge mit meist geringer Oxid-Wolframit- oder Silikatführung und die Quarz-Sulfid-Gänge (kb-Formation), die gemeinsam mit ersteren den variszischen Mineralisationszyklus bilden, anzusehen.

### 3.1.1.2 Lamprophyrgänge

Im Erzgebirge sind Lamprophyrgänge in größerer Anzahl bekannt. Sie werden bereits von den älteren Bearbeitern, wie DALMER 1881, 1883 (45, 46), DALMER & SCHRÖDER 1882 (53), SCHALCH 1884 (189) u. a. beschrieben. Eine zusammenfassende petrographische Bearbeitung der im Erzgebirge auftretenden Lamprophyrtypen steht gegenwärtig noch aus.

OELSNER 1952 (148) schloss aus der Verbreitung der Lamprophyrgänge im Erzgebirge auf die Ausdehnung eines das Erzgebirge unterteufenden Granitmassivs. Zu ähnlichen Überlegungen kam WATZNAUER 1954 (241).

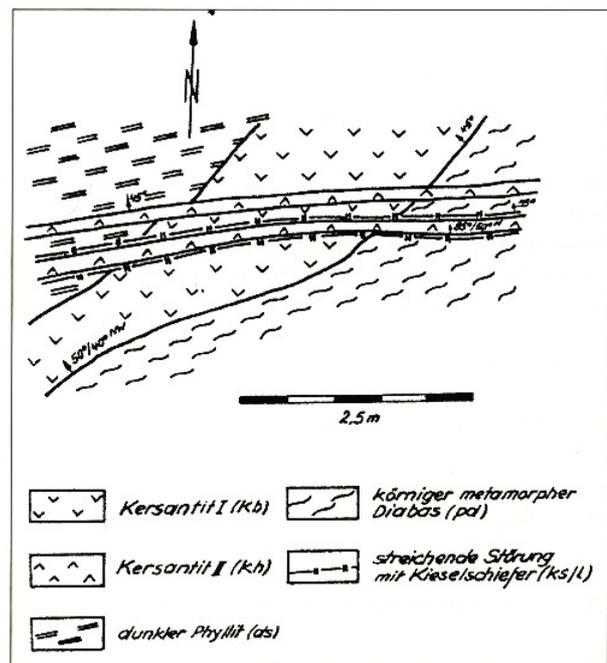


Abb. 2: Kersantit I wird von Kersantit II durchtrüert, Sohle -540 m, Feldstrecke 909, Bereich Störung „Gera“

Im Schneeberger Lagerstättenbezirk sind zwei altersmäßig deutlich unterscheidbare Lamprophyrtypen (Abb. 2) verbreitet, die von ATSCHEJEV & HARLASS 1968 (1) beschrieben werden. Der ältere, im folgenden als Kersantit I (Kb der Abbildung 2) bezeichnete Lamprophyrtyp stellt ein feinkörniges, megaskopisch dunkelgrau bis schwarzgrau gefärbtes Ganggestein dar, dessen Hauptgemengteile Biotit und Plagioklas bilden. DALMER 1883 (46) und SCHALCH 1884 (189) bezeichnen diesen Kersantit als „Glimmerdiorit“. Mikroskopisch wurde dieses Gestein von PIETZSCH 1913 (165), GRUHL 1924 (68) und MÄRTENS 1961 (unveröff.) beschrieben. Neben Biotit und Plagioklas als Hauptgemengteile sind im Kersantit I untergeordnet Pyroxen und Amphibol ausgebildet. Apatit, Ilmenit, Quarz und Chlorit treten als Akzessorien auf. Nach ATSCHEJEV & HARLASS 1968 (1) spricht das Vorkommen von Pyroxen und Amphibol für eine spessartitische Ausbildung dieses

Tab. 2: Vergleich der Granite von Aue und von Eibenstock in petrographischer und struktureller Hinsicht (zusammengestellt von BÜDER 1965 (unveröff.) nach den Angaben von HERRMANN 1960 (79))

Granitmassiv	Aue	Eibenstock
Granittyp	Gebirgsgranit	Erzgebirgsgranit
Plutonform Granittektonik	Längspluton granittektonische Streckungsachse liegt ± in erzgebirgischer Richtung	Querpluton granittektonische Streckungsachse verläuft quer zur erzgebirgischen Richtung
Topasführung	maximal 0,2 %	0,5 bis 3%
Plagioklasführung	36,83 %	22,39%
Mikroklinführung	vorhanden, zuweilen ausgeprägt	fehlt
Plagioklas/Kalifeldspatverhältnis		0,76
myrmekitische Reaktionsgefüge	häufig	fehlen
Pegmatite	schriftgranitische Verwachsungen sind häufig Kalifeldspäte besitzen Mikroklinstruktur	schriftgranitische Verwachsungen fehlen keine Mikroklinstruktur der Kalifeldspäte häufig mit Fluorit und Apatit
Lagerstätten	W und Mo, kein Sn (!) geringer Phosphatgehalt	Sn oder Sn + W höherer Phosphatgehalt

Gesteins. Die Autoren, die eine eingehende Beschreibung dieses Kersantits geben, führen Biotit als sekundäre Mineralbildung an und betrachten diese als eine mögliche kontaktmetamorphe Beeinflussung des Kersantits I durch den Granit von Aue.

Der jüngere Lamprophyrtyp wird als Kersantit II (Kh der Abb. 2) bezeichnet und entspricht dem „Porphyrit“ DALMERS 1883 (46) und dem „Glimmersyenit“ von SCHALCH 1884 (189). Die mikroskopische Bearbeitung dieses Gesteins wurde ebenfalls von PIETZSCH 1913 (165), GRUHL 1924 (68) und MÄRTENS 1961 (unveröff.) vorgenommen. ATSCHEJEV & HARLASS 1968 (1) bringen die von MÄRTENS 1961 erhaltenen Ergebnisse der petrographischen Untersuchung dieses Ganggesteins. Megaskopisch weist der Kersantit II bei meist dichter Ausbildung rötlichgraue bis rötlichbraune Farbe auf. Der Kersantit besitzt eine sehr feinkörnige bis dichte Grundmasse, die vorwiegend aus Plagioklas und Chlorit besteht und untergeordnet Quarz und Kalzit enthält. Lokal sind in diesem Ganggestein in geringer Menge kleine Hexaeder von Pyrit eingesprengt. Außerdem treten einsprenglingsartig Amphibol- und Chloritaggregate auf. Biotit erscheint sehr selten und ist nur in tieferen Aufschlussbereichen ausgebildet. Zur Unterscheidung von Kersantit I wird dieses Ganggestein als „chloritischer Kersantit“ bezeichnet.

### 3.1.1.3 Das Alter der Intrusiv- und Ganggesteine

Der Zeitraum einer Intrusion lässt sich nach folgenden Gesichtspunkten festlegen:

- der kontaktmetamorphen Beeinflussung älterer Gesteine und
- dem Auftreten von Granitgeröllen in jüngeren Ablagerungen.

Nach SPENGLER 1949 (211) und PIETZSCH 1956, 1963 (67, 69) sind die jüngsten noch kontaktmetamorph überprägten Gesteine devonische Schichten, während Gerölle des Kirchberger Granites im Oberrotliegenden zu finden sind.

Die zwei im westlichen Erzgebirge auszuhaltenden Haupttypen der Granite besitzen ein unterschiedliches geologisches Alter. Für die Massive, die aus „Gebirgsgranit“ im Sinne von LAUBE 1876 (109) bestehen, ist ein oberkarbonisches Alter anzunehmen. Nach PIETZSCH 1956 (167) ist die Intrusion dieser Granite im Westfal D erfolgt. WINOGRADOW, TUGARINOW und Mitarbeiter 1959, 1962 (252, 253) betrachten die „Gebirgsgranite“ als frühvariszisch und bestimmten für sie ein absolutes Alter von 300 bis 340 x 10<sup>6</sup> Jahre. Sie werden von ihnen als spätvariszische Intrusionen angesehen.

Die Granit- und Aplitgänge zeigen gegenüber den „alten“ Quarzgängen verschiedenes Verhalten. Einmal treten Quarzgänge auf, die von Granitgängen abgeschnitten werden (Abb. 3). Seltener sind die granitischen Nachschübe in der Mitte von Quarzgängen ausgebildet (Abb. 4), während ein Teil der Quarzgänge gegenüber den Granit- und Aplitgängen eine jüngere Bildung ist.

Die Zuordnung der Granite zu einzelnen tektonischen Phasen erscheint nach HERRMANN 1960 (79) nach den Angaben des absoluten Alters teilweise schwierig, da sich diese schwer in den zeitlichen Ablauf einordnen lassen und zum anderen die K-Ar-Methode höhere Alterswerte ergibt, als diese nach geologischen Gründen annehmbar sind. Die westerzgebirgischen Granite sind nach HERRMANN 1960 (79) einwandfrei posttektonische Bildungen. HERRMANN 1955, 1960 (78, 79) stellte fest, dass die Granite kleintektonische Elemente der Querverformung diskordant abschneiden und diese blastisch kontaktmetamorph überprägen.

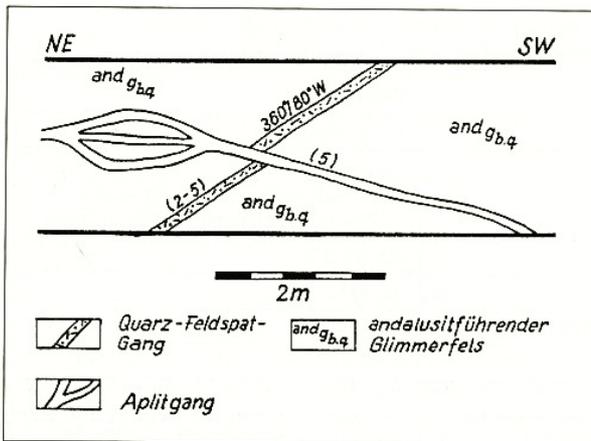


Abb. 3: Ein Quarz-Feldspatgang wird von einem Aplitgang verworfen.  
Sohle-990 m, Südflanke, SW-Umfahrung  
Blindschacht 366<sup>b</sup> bei 94-100 m, NO-Stoß

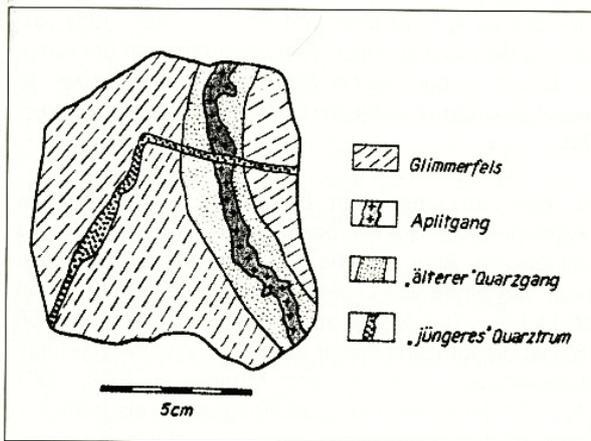


Abb. 4: Ein Quarzgang mit einem in der Mitte ausgebildeten Aplittrum wird von einem jüngeren Quarzgang durchsetzt.  
Schacht 371, Sohle -1305 m, Strecke 4/Querschlag 1752<sup>SW</sup>, 2 m NW von der Strecke 6/  
Firste/NO-Stoß, Bereich Störung „Union“

Die beiden im Untersuchungsgebiet verbreiteten Kersantit-typen sind in sich deutlich altersunterschiedlich (Abb. 2). Kersantit I ist älter als Granit- und Aplitgänge und wird von diesen geschnitten (Abb. 5). KASHPIROW & PAMPURA 1957 (unveröff.) geben für den jüngeren chloritischen Kersantit, der die Granit- und Aplitgänge durchsetzt, an, dass dieser jünger als die Quarz-Wolframit-Gänge ist, die er nach ihren Beobachtungen in der Nähe der Störung „Roter Kamm“ abschneidet. ATSCHEJEV & HARLASS 1968 (1) belegen die Altersverhältnisse mit weiteren Abbildungen. Sie plädieren für einen geringen Hiatus zwischen der Bildung der Lamprophyrgänge und der der ältesten Erzgänge und halten eine zeitliche Überschneidung dieser beiden Prozesse für möglich. LIPP 1964 (unveröff.) beobachtete, dass der Kersantit II von einzelnen Gängen

der Quarz-Scheelit-Abfolge und von den Gängen der kb-Formation durchsetzt wird. Jedoch überschneidet sich die Bildungszeit des Kersantits II mit der der Quarz-Scheelit-Gänge, da diese seltener als eine dem Ganggestein gegenüber ältere Bildung vorkommen. Damit scheidet für die im Untersuchungsgebiet ausgebildeten Lamprophyrgänge ein tertiäres Alter, wie es von WATZNAUER 1964 (243) und von HERRMANN & WATZNAUER 1964 (77) für die Lamprophyre der Lausitz angenommen wird, aus.

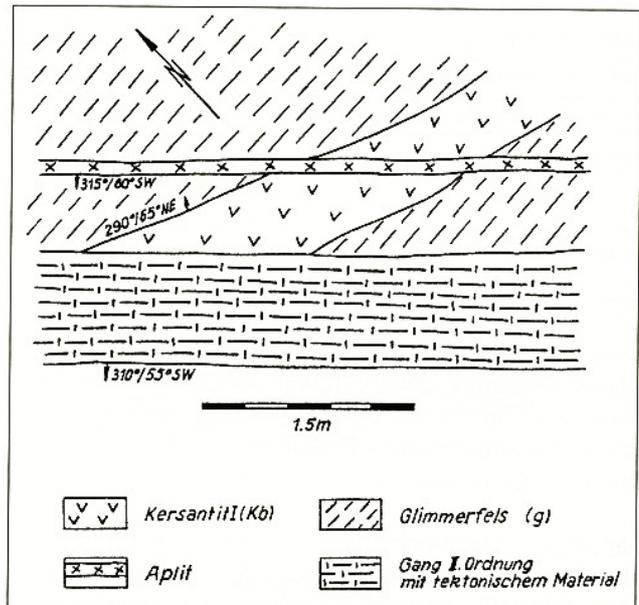


Abb. 5: Ein Gang von Kersantit I wird von einem Aplitgang durchsetzt, Gebiet Oberschlema.  
Sohle -480 m, Strecke auf Gang „Sieg“,  
25 m SW vom Querschlag 804

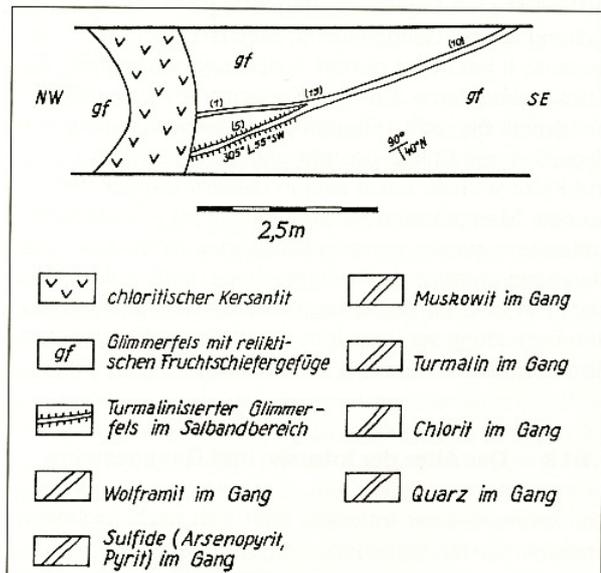


Abb. 6: Ein Gang von Kersantit II schneidet einen Gang der Quarz-Wolframit-Formation ab.  
Schacht 371, Sohle-1305 m, Feldstrecke  
1750<sup>W</sup> aus Querschlag 1757<sup>SW</sup>, NO-Stoß

### 3.1.2 Sedimentär-metamorphe Gesteine

Die Sedimente des Paläozoikums, die in der Hauptsache als tonige Ablagerungen vorlagen, wurden durch die Regionalmetamorphose in Phyllite umgewandelt. DALMER 1881, 1883 (45, 46), DALMER & SCHRÖDER 1882 (53) und SCHALCH 1884 (189) unterschieden bereits innerhalb der Phyllite eine untere Stufe der Phyllitformation, die die Quarz-Serizit-, Quarz-Serizit-Chlorit-, Quarz-Chlorit- und Quarz-Albit-Phyllite ordovizischen Alters umfasst, und eine obere Stufe der Phyllitformation, die die Gesteine des Silurs und des Devons einschließlich der Metabasite beinhaltet.

WOZNIAK 1969 (259) führte aufgrund seiner eigenen Untersuchungen und des lithofaziellen Vergleiches mit Gesteinen benachbarter Gebiete die stratigraphische Einstufung der im Untersuchungsgebiet Schlema-Alberoda anstehender Gesteine durch. (Abb. 7).

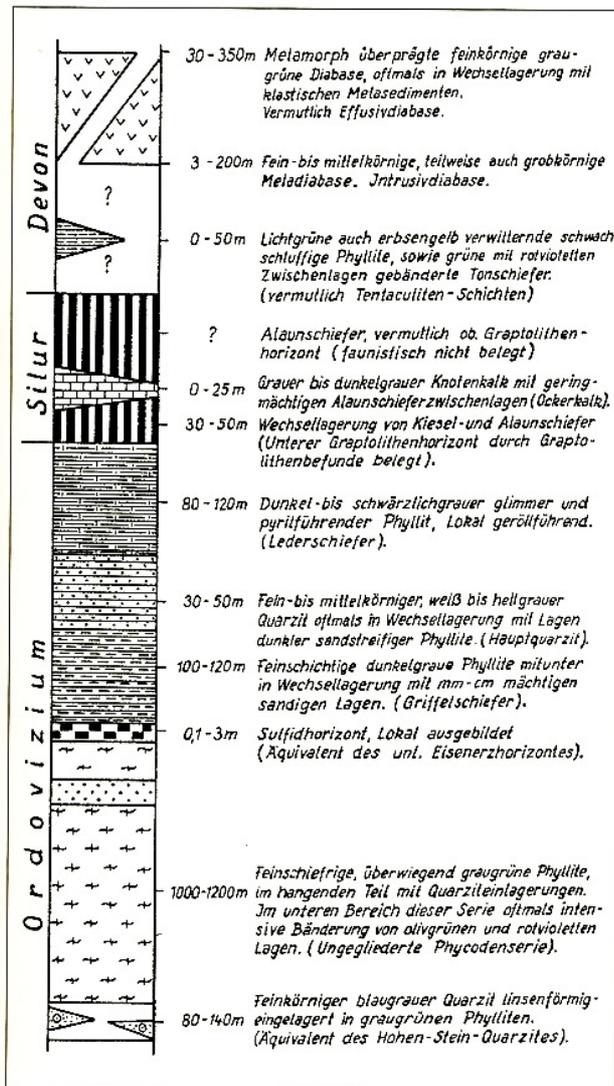


Abb. 7: Richtprofil für den Bereich der Lößnitz-Zwönitzer Mulde (nach WOZNIAK 1969 (259))

Die Gesteine der sedimentär-metamorphen Serie zeichnen sich durch große Vielfältigkeit aus. Die genauere stratigraphische Einstufung der einzelnen Gesteine ist, bedingt durch den komplizierten tektonischen Bau des Untersuchungsgebietes und durch das fast völlige Fehlen von Makrofossilien, gegenwärtig nicht durchführbar. Faunistisch sind bisher nur einige silurische Ablagerungen belegt. Eine zusammenfassende Übersicht aller in den silurischen Schichten der Lößnitz-Zwönitzer Mulde einschließlich des Untersuchungsgebietes bekannt gewordenen Graptolithenformen bringt WOZNIAK 1969 (259). PETSCHAT 1967 (163) gelang es, in den silurischen Schieferen mehrere Gattungen von Chitinozoen nachzuweisen und zu bestimmen. Die stratigraphische Einstufung der Gesteine ist ferner dadurch erschwert, dass nach HERRMANN 1955 (78) der Gesteinsverband nicht nur stratigraphisch, sondern auch tektonisch bedingt ist.

Im regionalmetamorphen Raum liegen diese Gesteine nach MÄRTENS 1966 (unveröff.) im Grünschieferfazies mit Übergängen zur Albit-Epidot-Amphibolit-Fazies in den tieferen Schichten der Serie vor. Im Groben kann die gesamte sedimentär-metamorphe Gesteinsserie petrographisch in helle, dunkle und dunkle bituminöse Varietäten unterschieden werden. Diese Untergliederung ist bereits durch die faziellen Verhältnisse im Sedimentationsraum vorgegeben. Außerdem führt das unterschiedliche Verhalten der ursprünglich sedimentären Schichten gegenüber tektonischen Beanspruchungen zu unterschiedlicher Ausbildung im Gefüge und im Mineralbestand.

#### 3.1.2.1 Gesteine des Ordoviziums

Die ordovizischen Gesteine umfassen die tiefsten Glieder der sedimentär-metamorphen Schichten der Phyllitformation, die von DALMER 1881, 1883 (45, 46), SCHALCH 1884 (189), GÄBERT 1901 (66), DANZIG 1913 (54), GRUHL 1924 (68) u. a. als Quarzphyllite der unteren Stufe ausgehalten und beschrieben wurden. Nach PIETZSCH 1963 (169) ist die untere Phyllitformation aufgrund des Mangels an besonders auffälligem Gesteinseinlagerungen nicht weiter zu untergliedern. WOZNIAK 1969 (259) gelang es, innerhalb dieses Gesteinskomplexes stratigraphische Horizonte des Ordoviziums auszuhalten. In die Phyllite sind Quarzite und Quarzitschiefer eingelagert. Innerhalb des Kontakthofes können verschiedene andere Gesteine eingeschaltet sein, die in den Phylliten des regionalmetamorphen Raumes nicht oder nur sporadisch auftreten.

Von WOZNIAK 1969 (259) wird das Ordovizium in den magnetitführenden Hohen-Stein-Quarzit, in Äquivalente der Phycodenschiefer, in den „Sulfidhorizont“, in untere feinschichtige Phyllite (Griffelschiefer), in Hauptquarzit und in obere feinschichtige Phyllite (Lederschiefer)

untergliedert. Im Untersuchungsgebiet sind der Hohe-Stein-Quarzit und die tieferen Teile der Phycodenschichten einschließlich des Phycodenquarzites nicht ausgebildet.

### **Helle Phyllite**

Die Quarzphyllite sind durch einen großen Anteil von Quarz im feinkristallin ausgebildeten Grundgewebe des Gesteins gekennzeichnet. Sie enthalten daneben noch in wechselnden Mengenverhältnissen Chlorit und Serizit, der durch Zunahme der Körnigkeit mit der Teufe auch als Muskovit vorliegen kann. Albit ist in einigen Bereichen etwas mehr vorhanden. Akzessorisch treten in geringen Mengen Turmalin, Apatit, Zirkon, Rutil, Ilmenit und lokal in Spuren auch Pyrit auf.

Nach den verschiedenen Anteilen von Serizit und Chlorit kann man bereits megaskopisch drei Varietäten der Quarzphyllite unterscheiden. Die Quarz-Serizit-Phyllite sind hellgrau bis silbergrau gefärbte, seidigglimmerig glänzende Gesteine mit einer deutlich bis feinlagig ausgebildeten Schieferigkeit. In ihnen überwiegt Serizit gegenüber Chlorit. Die Quarz-Serizit-Chlorit-Phyllite besitzen hell- bis dunkelgrünliche + gelblich getönte Färbung und stumpfen Glanz. Sie sind meist verworren schiefrig ausgebildet und weisen etwa gleiche Gehalte von Serizit und Chlorit auf, wobei letzterer etwas überwiegen kann.

Die Quarz-Chlorit-Phyllite lassen megaskopisch keinen Serizitanteil erkennen und zeigen bei grüngrauer bis graugrüner Farbe und einem stumpfen Fettglanz meist eine gröberlagige Schieferigkeit.

Die Albitphyllite unterscheiden sich von den Quarzphylliten durch das stärkere Auftreten von Albit, der durch bis 1 mm große grauweiß bis weiß gefärbte und mehr oder minder gerundet erscheinende Körnchen ein Interngefüge aufweist.

Die hellen Phyllite umfassen im Sinne der von WOZNIAK 1969 (259) gegebenen stratigraphischen Einstufung die hangenden Bereiche der Phycodenschiefer, den Bereich des Griffelschiefers und wahrscheinlich auch die liegenden Teile des Lederschiefers. Die Albitführung charakterisiert mehr die tieferen Glieder der ordovizischen Gesteinsserie.

### **Quarzite und Quarzitschiefer**

Diese Gesteine bilden hellgrau gefärbte konkordante Einlagerungen in den Phylliten und unterscheiden sich von diesen durch das Überwiegen von Quarz, der lokal das einzige gesteinsbildende Mineral darstellt. Die

Quarzitschiefer, die sich megaskopisch durch ihre Bankigkeit und ihre schichtige bis lagige Textur deutlich von den Phylliten unterscheiden, sind durch das Auftreten geringer Mengen von Serizit, Chlorit und manchmal von Albit charakterisiert. Diese Gesteine sind meist feinkristallin ausgebildet.

Stratigraphisch werden die Quarzite und Quarzitschiefer von WOZNIAK 1969 (259) als Äquivalente des Hauptquarzites eingestuft.

### **Dunkle Phyllite**

Von den hellen Phylliten unterscheiden sich diese Gesteine durch ihre dunkel- bis schwarzgrüne Farbe, durch deutliche Feinschieferigkeit, weniger im Mineralbestand. Stratigraphisch treten diese Gesteine im obersten Ordovizium auf und bilden den Übergang zu den silurischen Schichten. Sie stellen die hangenden Teile der von WOZNIAK 1969 (259) Stratigraphisch als Lederschiefer eingestuft Schichten dar.

Für die dunklen Phyllite ist ein geringer Gehalt an Kohlenstoff, der vom ordovizischen Lederschiefer zum Silur hin eine deutliche Zunahme erkennen lässt, festzustellen. Gegenüber den silurischen Schichten unterscheiden sich die dunklen Phyllite durch ihre weniger stumpfe schwarze Farbe, einen noch erkennbaren phyllitischen Charakter und durch ein schwaches, gerade noch merkliches Abfärben auf Schieferungsflächen.

### **3.1.2.2 Gesteine des Silurs**

Die silurischen Schichten enthalten geringmächtige, meist nicht sehr aushaltende Einlagerungen von Kalksteinen und dunklen Quarziten. Die Kalksteine bilden 0,5 bis maximal 2 cm mächtige Lagen, Linsen oder Knoten von weißgrauer Farbe, während die Quarzite in Form schichtiger Lagen oder Bänken eingeschaltet sind. Die Kalksteineinlagerungen kommen räumlich von denen der Quarzite getrennt vor und treten in Wechselagerung mit den Lagen der dunklen Schiefer auf. TRÖGER 1959 (232) beschreibt für den Bereich der Löbnitz-Zwönitzer Mulde stark verfaltete, mit Phylliten und Feldspat-Chlorit-Schiefer verschuppte Kiesel- und Alaunschiefer mit 1 cm mächtigen Kalklagen in pyritreichem Alaunschiefer und betrachtet diese Schichten als Äquivalente des Ockerkalkes.

Nach der petrographischen Ausbildung kann man innerhalb der bituminösen Gesteine Alaun-, Kohlenstoff-, Kalk- und Kieselschiefer (Lydite) aushalten, für die WOZNIAK 1969 (259) die stratigraphische Gliederung innerhalb der einzelnen silurischen Stufen vorgenommen hat. (Abb. 8).

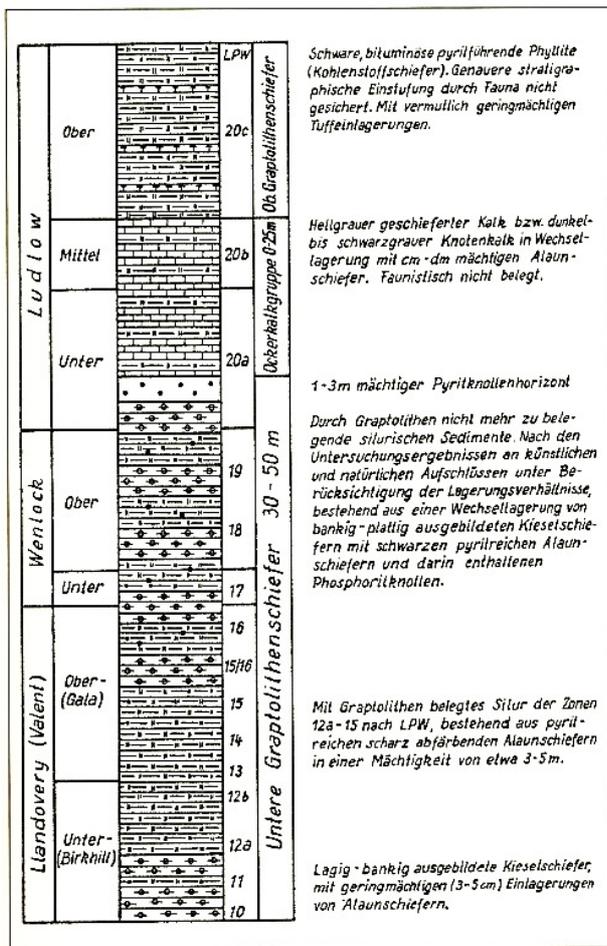


Abb. 8: Stratigraphisches Profil des Silurs der Löbnitz-Zwönitzer Mulde (nach WOZNAK 1969 (259))

### Alaunschiefer (Kohlenstoffschiefer)

Nach PIETZSCH 1963 (169) gehören die Alaunschiefer aufgrund der bisherigen Funde von Graptolithen dem unteren Graptolithenhorizont an, während der Ockerkalk und der obere Graptolithenhorizont fehlen. Diese Darstellung entspricht der Oberflächensituation des Untersuchungsgebietes. Durch untertägige Aufschlüsse wurde von WOZNAK 1969 (259) die Existenz des Ockerkalkes in der Löbnitz-Zwönitzer Mulde nachgewiesen und auch das Auftreten des oberen Graptolithenhorizontes wahrscheinlich gemacht.

Im Untersuchungsgebiet ist die Zuordnung der Alaunschiefer aufgrund des komplizierten tektonischen Baues der Lagerstätte, des sehr seltenen Auftretens von Makrofossilien und der kontaktmetamorphen Überprägung der Gesteine zum unteren bzw. oberen Graptolithenhorizont nicht eindeutig möglich.

Die Alaunschiefer sind grauschwarz bis stumpfschwarz gefärbte Gesteine, die auf den Schieferungsflächen stark

abfärben. Häufig sind auf diesen, besonders innerhalb der streichenden Störungen, graphitisch glänzende Spiegel ausgebildet. Die Alaunschiefer bilden, gemeinsam mit den Kieselschiefern, die Füllung der streichenden Störungen und sind tektonisch stark beansprucht und bewegt. Neben Quarz und bituminöser Substanz führen sie in untergeordneten Mengen Pyrit, Serizit und manchmal auch etwas Kalzit.

Nicht allzu häufig lassen sich innerhalb der Alaunschieferpakete Bereiche abgrenzen, die Phosphoritknollen führen. Diese Knollen zeigen schwarzgraue oder grauschwarze Farbe und rundliche, ovale oder elliptische Formen, die unterschiedlich ausgewalzt sind. Für die Phosphoritknollen ist eine dichte bis feinkristalline Ausbildung charakteristisch. Diese Bereiche werden von WOZNAK 1969 (259) als die hangenden Teile des unteren Graptolithenhorizontes angesehen.

Eine besondere Ausbildung stellen die Alaunschiefer dar, in denen der Quarz bis 2 mm lange in divergentstrahliger, wirrstrahliger oder in richtungsloser Anordnung vorliegende Körner bildet.

### Kohlenstoff-Kalk-Schiefer

Diese Gesteine sind als Wechsellagerungen von bituminösen Schieferlagen mit feinkristallinen bis zuckerkörnigen marmorisierten Kalksteinlagen ausgebildet. Die Kohlenstoff-Kalk-Schiefer werden von WOZNAK 1969 (259) im Untersuchungsgebiet als ein Äquivalent des Ockerkalkes angesehen. Die Mächtigkeiten der Gesteinsbereiche mit den Wechsellagerungen der Kohlenstoff-Kalk-Schiefer liegen meist im m-Bereich und überschreiten nur selten 10 m. Die Mächtigkeiten der Kalklagen in diesen Bereichen betragen einige mm bis wenige cm. Diese Lagen besitzen nur geringes Aushalten in den Schieferungsflächen und stellen ausgewalzte ehemalige Kalkknoten dar.

### Kieselschiefer (Lydite)

Die Kieselschiefer bilden dichte bis feinkristalline schwarzgraue bis grauschwarze Gesteine, die aus kohlig-kieseligem Material bestehen. Diese Gesteine treten im Untersuchungsgebiet häufig auf und sind unterschiedlich mächtig ausgebildet. Die Mächtigkeit der Kieselschiefer schwankt zwischen einigen cm und dm, wobei nur selten Werte im m-Bereich zu beobachten sind.

Eine exakte Eingliederung in die hangenden oder liegenden Teile des unteren Graptolithenhorizontes, wie sie von WOZNAK 1969 (259) für die Löbnitz-Zwönitzer Mulde vorgenommen wird, ist im Untersuchungsgebiet aufgrund der komplizierten tektonischen Lagerungsverhältnisse

und der kontaktmetamorphen Überprägung dieser Gesteine nicht möglich.

Die Kieselschiefer bilden bevorzugt Einlagerungen in den Alaunschiefern, wobei mikroskopisch, entsprechend den Anteilen beider Gesteine in den Bereichen ihrer Wechsellagerungen Kieselschiefer mit Alaunschieferlagen bis Alaunschiefer mit Kieselschieferlagen unterscheidbar sind. Für die Kieselschiefer sind schichtige oder lagige Texturen sowie eine Kleinbankigkeit und eine charakteristische Querklüftung bzw. -absonderung typisch.

Lokal führen die Bereiche mit Wechsellagerungen von Kiesel- und Alaunschiefern auch mm-mächtige Lagen von Kalkstein.

### 3.1.2.3 Gesteine des Devons

Sedimentär-metamorphe Schichten des Devons sind im Untersuchungsgebiet bisher nicht sicher nachgewiesen. Sie treten aber in der Löbnitz-Zwönitzer Mulde außerhalb des Untersuchungsgebietes auf und werden von GRUHL 1924 (68), LORENZ & HOTH 1964 (114), PIETZSCH 1963 (164) und WOZNIAK 1969 (259) angeführt.

Dem Oberdevon werden zahlreiche im Untersuchungsgebiet auftretende Metabasite, die in unterschiedlicher Ausbildung vorkommen, von GRUHL 1924 (68), HERRMANN 1955 (78), GRUHL 1963 (169) und WOZNIAK 1969 (259) zugerechnet. Dieser Gesteinskomplex unterscheidet sich im Mineralbestand und im Gefüge wesentlich von den bereits beschriebenen Gesteinen der sedimentär-metamorphen Serie. Diese Unterschiede und der Einfluss der Metabasite auf die Bi-Co-Ni- und Ag-Vererzung im Untersuchungsgebiet rechtfertigen eine gesonderte Betrachtung, die im folgenden durchgeführt wird.

### 3.1.3 Eruptiv-metamorphe Gesteine (Metabasite)

Die Gesteine dieser Gruppe werden bereits von DALMER 1881, 1883 (45), (46), DALMER & SCHRÖDER 1882 (53), DANZIG 1913 (54), PIETZSCH 1913 (164), GRUHL 1924 (68) u. a. bearbeitet und entsprechend ihrer Ausbildung in verschiedene Varietäten untergliedert. Dabei unterschieden die Bearbeiter innerhalb dieser Gesteinsserie Abkömmlinge von Intrusiv- und Effusivdiabasen sowie von Diabasuffen. GRUHL 1924 (68) führt außerdem drei Typen von Gang- und Lagerdiabasen an und beschreibt ferner Kera-tophyrtuffe, deren Existenz von WOZNIAK 1969 (259) bestritten wird.

Von WOZNIAK 1969 (259) werden die oberdevonischen Metabasite in Metadiabase intrusiver und extrusiver Herkunft untergliedert, wobei das Auftreten der effusiven Glieder auf die zentralen Teile der Löbnitz-Zwönitzer

Mulde beschränkt ist. Für die von WOZNIAK 1969 (259) im oberen Graptolithenhorizont ausgehaltenen silurischen Tuffeinlagerungen wurden im Untersuchungsgebiet bisher keine Hinweise ihres Auftretens beobachtet.

Durch die Prozesse der Regionalmetamorphose, die nach PIETZSCH 1963 (169) die Augitgesteine in chloritische Hornblendegesteine umwandelten, liegen die Diabase überprägt als Metabasite (Metadiabase) in Grünschieferfazies mit Annäherung an die Albit-Epidot-Amphibolitfazies vor. Der Metamorphosegrad der eigentlichen Amphibolitfazies wurde nach MÄRTENS 1966 (unveröff.) bei diesem Prozess nicht erreicht.

Nach der petrographischen Ausbildung der Metabasite und wahrscheinlich auch in Abhängigkeit vom Edukt dieser Gesteine kann man folgende Varietäten unterscheiden:

- mandelsteinartige Diabase
- grob- bis feinkörnige  $\pm$  geschieferte Metadiabase,
- dichte bis feinkörnige  $\pm$  geschieferte Metadiabase,
- dichte bis feinkörnige gebänderte Metadiabase.

Letztere führen an einigen Stellen Lagen und Schlieren mit Kalksilikatmineralen. Ein Teil der aufgeführten Varietäten tritt nur im regionalmetamorphen Raum auf, während ein anderer Teil auf den Kontakthof der Granite beschränkt ist. Bestimmte Varietäten sind in beiden Gebieten ausgebildet, wobei Unterschiede in der Ausbildung der Gesteine in bezug auf ihren Lagerungsort nur schwer oder nicht nachgewiesen werden können. Innerhalb eines Metadiabaskomplexes sind auch Erscheinungen des Nebeneinandervorkommens oder des Überganges der aufgeführten Metabasitvarietäten zu beobachten.

#### 3.1.3.1 Mandelsteinartige Metadiabase

Die mandelsteinartigen Metadiabase sind meist feinkristallin ausgebildet und zeigen graugüne bis graubraun-grüne Farbe. Charakteristisch für sie sind in der Schieferungsflächen ausgewalzte Mandeln, die aus Kalzit oder aus Kalzit mit Albit und/oder Quarz bestehen. Die lagenförmige Anordnung der Mandeln führt zur Ausbildung einer angedeuteten Bändertextur. In einigen Bereichen ist dieses Gestein, das zum Teil mächtige Komplexe bildet, relativ stark verschiefert.

WOZNIAK 1969 (259) bezeichnet die mandelsteinartigen Metadiabase als Feldspat-Chlorit-Schiefer und sieht sie als epizonal überprägte Effusivdiabase und Diabastuffe an. Die Verbreitung der mandelsteinartigen Metadiabase ist auf den regionalmetamorphen Raum beschränkt. Während nach WOZNIAK 1969 (259) in der Löbnitz-Zwönitzer Mulde die Feldspat-Chlorit-Schiefer in Wechsel-

lagerung mit geringmächtigen Schichten auftreten, enthalten die mandelsteinartigen Metadiabase und ihre kontaktmetamorph überprägten Äquivalente im Untersuchungsgebiet tektonisch bedingte Einschaltungen silurischer Schiefer.

Von RODYGIN & WOZNAK 1962 (181) werden ähnliche mandelsteinartige Bildungen in Endokontakten von Intrusivdiabasen, die nordwestlich des Untersuchungsgebietes bei Wildbach in den ordovizischen Phylliten auftreten, beschrieben. Diese Autoren weisen darauf hin, dass die Ausbildung von mandelsteinartigen Texturen nicht immer als ein Merkmal von effusiven Gesteinen anzusehen ist. Das Auftreten mächtiger Gesteinspakete mit Mandelsteintextur im regionalmetamorphen Teil der Lößnitz-Zwönitzer Mulde spricht jedoch für eine effusive Ableitung dieser Gesteine.

### 3.1.3.2 Mittelkörnige Metadiabase

Dieses massige und kompakt ausgebildete, meist grau bis graugrün gefärbte Gestein tritt in größeren Komplexen auf und ist lokal stärker tektonisch beansprucht. Die verschieferten Varietäten zeigen auf der Schieferungsfläche oft die Bildung von Chlorit. Diese Metadiabase sind nach MÄRTENS 1966 (unveröff.) aus Intrusivdiabasen und aus Lagergängen hervorgegangen. Sie lassen nur selten ein mehr oder weniger reliktsch erhaltenes Diabasgefüge erkennen. In den Randbereichen der Komplexe und am Kontakt gegen die phyllitischen Gesteine ist häufig eine feinkristalline bis dichte Ausbildung zu beobachten.

WOZNAK 1969 (259) bezeichnet die epizonal überprägten Intrusivdiabase als Feldspat-Amphibol-Gesteine. Die Intrusivdiabase sind in der gesamten silurischen Schichtenfolge zu finden, wobei sie nach WOZNAK 1969 (259) als Intrusionsniveau die Grenze Ordovizium-Silur bevorzugen und seltener in die ordovizischen Schichten eindringen. Die körnigen Metadiabase lassen kaum eine kontaktmetamorphe Überprägung erkennen. Sie zeigen innerhalb des Kontakthofes, in dem sie als Amphibolhornfelse zu definieren sind, keine andere Ausbildung wie im regionalmetamorphen Raum.

### 3.1.3.3 Dichte bis feinkörnige Metadiabase

Diese Gesteine stehen sowohl zu den mittelkörnigen Metadiabasen, als deren Randfazies sie auftreten können, als auch zu den gebänderten metamorphen Diabasen, in denen sie größere Einschaltungen bilden, in Beziehung. Sie sind grünlichgrau bis braungrau gefärbt und führen unregelmäßig auftretende Lagen und Schlieren von Albit, die konkordant zur Schieferungsfläche angeordnet sind. Geschieferte Varietäten kommen be-

sonders in den Randpartien der mittelkörnigen Metadiabase vor. Durch das Auftreten von Albitlagen und monomineralischen Lagen und Linsen von strahligem Amphibol, besonders von Aktinolith, neigen die feinkörnigen bis dichten Metadiabase zur Ausbildung einer undeutlichen Bändertextur.

### 3.1.3.4 Gebänderte metamorphe Diabase

Die Gesteinsvarietäten dieser Gruppe weisen eine deutliche lagige oder gebänderte Textur auf, die im mm- bis cm-Bereich und überwiegend in der Schieferungsfläche ausgebildet ist. Die einzelnen Lagen und Bänder besitzen eine sehr unterschiedliche Erstreckung.

Das Grundgewebe dieser Varietäten besteht aus grüngrauen amphibol- und bräunlichgrauen biotitführenden Lagen, zu denen sich noch hellgraue, oft etwas grünlich gefärbte albitische Lagen gesellen, und weist dichte bis feinkristalline Struktur auf. Das Grundgewebe entspricht in seiner Ausbildung dem der feinkörnigen Metadiabase.

Eine Besonderheit stellt das Auftreten von Lagen mit Kalksilikatmineralen, wie grünlichgrauer Pyroxen (Diopsid), rötlichbrauner Granat (Reihe Grossular-Andradit), dunkelgrüner Epidot, weißer Albit, Kalzit und Wollastonit, dar. Diese Lagen sind im Wesentlichen nur im Kontakthof, in dem die amphibolführenden Lagen dieser Gesteine auch gemeine Hornblende zeigen, ausgebildet. Sehr selten ist die Entstehung der Kalksilikatminerale von Klüften aus zu verfolgen. Die Lagen mit Kalksilikatmineralen treten überwiegend in der Schieferungsfläche auf.

### 3.1.4 Die Veränderung der Gesteine durch die Kontaktmetamorphose

Die um die westerzgebirgischen Granitmassive ausgebildeten Kontakthöfe wurden schon mehrfach bearbeitet. Die älteste Untersuchung stammt von NAUMANN 1835 (141), während CARIUS 1855 (41) bereits chemische Untersuchungen der kontaktmetamorphen Gesteine im Kontakthof des Massives von Bergen durchführte. Als ROSENBUSCH 1877 (182) in seiner klassischen Arbeit die kontaktmetamorphen Veränderungen der Gesteine während der Abkühlung und Erstarrung granitischer Magmen in den Vogesen beschrieb, zog er auch Vergleiche mit den gleichen Erscheinungsbildern im westlichen Erzgebirge.

Während der ersten geologischen Landesaufnahme in Sachsen in den 80er Jahren des vorigen Jahrhunderts wurde von DALMER 1881, 1883 (45, 46), DALMER & SCHRÖDER 1882 (53) und SCHALCH 1884 (189) die Zona-

lität der Kontakthöfe der westerzgebirgischen Granitmassive eingehend untersucht und beschrieben. DALMER 1897, 1903 (49, 50, 52) versuchte in mehreren Veröffentlichungen, die Vorgänge, besonders die Neubildung von Mineralen bei der normalen Kontaktmetamorphose ohne Stoffzufuhr, quantitativ zu erfassen. NIGGLI 1920 (144) fasste die bis dahin gewonnenen Ergebnisse über die Kontaktmetamorphose zusammen und ging auch auf die Gesteine der westerzgebirgischen Kontakthöfe ein.

Untersuchungen über die Vorgänge und Prozesse der Kontaktmetamorphose erfolgten im westlichen Erzgebirge erst wieder in jüngerer Zeit. Von LIPP 1957 (113) wurden die Verteilung und die Veränderung der Gehalte der Spurenelemente innerhalb der kontaktmetamorph überprägten Phyllite untersucht. MÄRTENS 1960, 1966 (unveröff.) und SOKOLOWA 1966 (unveröff.) befassten sich mit der Zonalität und der Bildung der Mineralparagenesen im Kontakthof des Granitmassivs von Aue.

Bei der Beschreibung der Ausbildung der einzelnen Gesteine im regionalmetamorphen Raum wurde darauf hingewiesen, dass die Prozesse der Kontaktmetamorphose nicht in allen der unterschiedenen Gesteinskomplexe gleichmäßig gut ausgebildet und nachweisbar sind. Sie sind besonders gut in den hellen Phylliten zu verfolgen, die als Leitgesteine für die einzelnen Zonen geeignet sind. Weniger gut lassen sich die Veränderungen, besonders im inneren Kontakthof, in den dunklen Phylliten des oberen Ordoviziums und in der Serie der Metabasite erkennen. Diese Gesteine eignen sich aber für die Erkennung der Veränderungen in den äußersten Zonen des Kontakthofes. Dagegen sind weder megaskopisch noch mikroskopisch irgendwelche Veränderungen in den stark bituminösen Gesteinen des Silurs nachweisbar.

#### **3.1.4.1 Die kontaktmetamorphe Veränderung der Gesteine des Ordoviziums**

Die kontaktmetamorphen Veränderungen lassen sich in den ordovizischen Phylliten am besten erkennen und verfolgen. Daher unterschieden schon DALMER 1881, 1883 (45, 46), DALMER & SCHRÖDER 1882 (53), SCHALCH 1884 (189), BECK 1887 (15), GÄBERT 1898 (66) und DANZIG 1913 (54) folgende Zonen in den Kontakthöfen der westerzgebirgischen Granite:

1. kontaktmetamorph nicht beeinflusste Phyllite des regionalmetamorphen Raumes,
2. Fruchtschiefer und andalusitführende Phyllite mit unveränderter Schiefermasse,
3. Frucht- und Fleckschiefer sowie andalusitführende Phyllite mit feinkristallinisch veränderter Schiefermasse,

4. schiefrige Glimmerfelse,
5. Andalusitglimmerfelse,
6. Granit.

Die genannten Bearbeiter fassen die Zonen 2 und 3 als äußeren und die Zonen 4 und 5 als inneren Kontakthof zusammen.

DALMER 1883 (46) ermittelte für den inneren Kontakthof eine Mächtigkeit von 250 m und für den äußeren eine Mächtigkeit von 400 m, während DANZIG 1913 (54) die Angabe der Mächtigkeit des inneren Kontakthofes des Auer Granitmassives auf 200-300 m im Nordostteil und auf 600 m im Nordwestteil erweiterte. Wesentlich detailliertere Angaben macht SOKOLOWA 1966 (unveröff.), deren Ergebnisse in Tabelle 3 zusammengestellt sind. Sie unterscheidet eine Hornfelszone mit einer Mächtigkeit von 200 m, an die sich die Andalusit-Cordierit-Zone (Glimmerfelszone) mit einer Mächtigkeit von 250 m anschließt, während die nachfolgende Fruchtschieferzone eine Mächtigkeit von 300 m besitzt. Insgesamt beträgt nach SOKOLOWA die Mächtigkeit des Kontakthofes innerhalb der Gesteine der sedimentärmetamorphen Serie 750 m.

Zu ähnlichen Ergebnissen wie SOKOLOWA 1966 (unveröff.) kommt MÄRTENS 1966 (unveröff.). SOKOLOWA unterscheidet im Untersuchungsgebiet innerhalb des Kontakthofes folgende Zonen:

1. Kontaktmetamorph nicht beeinflusste Gesteine des regionalmetamorphen Raumes
2. Zone des Beginns der Bildung von Kalksilikatmineralen in den Gesteinen,
3. Zone der Fruchtschiefer mit unverändertem bis schwach verändertem Gefüge (Grundgewebe),
4. Zone der Fruchtschiefer mit Glimmerfelsgefüge des Grundgewebes,
5. Glimmerfelszone,
6. Hornfelszone,
7. Granit.

MÄRTENS bezeichnet die in den hellen Phylliten nicht nachweisbare Zone 2 als „Übergangszone“ (zum regionalmetamorphen Raum). Die Zone 3 sieht er für die phyllitischen Gesteine als äußeren Kontakthof an. Während die Zonen 4 und 5 von ihm als innerer Kontakthof zusammengefasst werden. Von MÄRTENS 1966 werden die Zonen 5 und 6 als Glimmerfelszone bezeichnet und, im Gegensatz zu SOKOLOWA, nicht mehr unterteilt.

Tab. 3: Paragenese der Neubildung in den Zonen der Kontaktmetamorphose innerhalb der verschiedenen Gesteine der Lagerstätte Schlemma-Alberoda (nach Sokolowa, 1966 unveröff.)

Alter der Gesteine	Gruppe der Gesteine nach der Besonderheit der Genese und der Zusammensetzung	Ausbildung (Varietät) der Gesteine in der Epizone der Regionalmetamorphose	Mineralneubildungen in den Zonen der Kontaktmetamorphose											
			Abstand vom Kontakt des Granitmassivs (in m)											
			1300	1200	1100	1000	900	800	700	600	500	400	300	200
	intrusiv	Metadiabase	Aktinolith, Adular, Quarz	Oligoklas, Aktinolith		Pyroxen-Epidot-Zone					Hornfelszone			
						Fruchtschieferzone		Andalusit-Cordierit-Zone						
Silur-Devon sedimentär und vulkanogen	sehr reich an Karbonaten	Kalkstein, Quarz-Kalkstein, Quarz-Albit-Kalkstein, Kohlenstoff-Kalkschiefer	Kalzit, Quarz	Aktinolith, Epidot		Pyroxen, Granat, Wollastonit, Epidot, Quarz					Granat, Pyroxen, Epidot, Quarz			
	reich an Karbonaten (gestreift/gebändert)	Quarz-Albit-Chlorit-Karbonat-, Quarz-Feldspat-Karbonat-, Serizit-Karbonat-Schiefer	Epidot, Kalzit, Albit, Chlorit,	Aktinolith, Epidot, Albit-Oligoklas, Leukoxen		Pyroxen, Hornblende, Epidot, Granat, Wollastonit, Vesuvian, Orthoklas, Quarz, Oligoklas, Sphen					Diopsid (Hedenbergit), Andradit, Biotit, Quarz, Andesin, Sphen			
	arm an Karbonaten	Quarz-Albit-Chlorit-Schiefer, Albitschiefer, Chloritschiefer mit Leukoxen und Albitquarziten	Epidot, Chlorit, Albit	Epidot, Aktinolith, Albit-Oligoklas		Oligoklas, Hornblende, Epidot		Pyroxen			Oligoklas-Andesin, Biotit, Hornblende, Quarz			
	reich an organischem Material	Kohlenstoff-, Kohlenstoff-Quarz-Serizit- („Alaunschiefer“), Kohlenstoff-Kiesel-Glimmer- und Kohlenstoff-Kiesel-Schiefer				Muskovit, Quarzknuern mit Kohlenstoffmaterial Leukoxen		Andalusit, Cordierit, Muskovit			Quarz, Biotit, Sphen			
	arm an organischem Material	Quarz-Serizit- und Quarz-Serizit-Leukoxen-Schiefer, Albitphyllite				Muskovit, Quarzknuern manchmal mit Kohlenstoffmaterial		Chiastolith, Muskovit			Quarz, Biotit			
	Ordovizium	sedimentär	Quarz-Chlorit-Serizit-, Serizit-Schiefer, dunkle Phyllite, Glimmer-Quarz-Schiefer, Quarzite				Muskovit, Quarzknuern		Andalusit, Cordierit			Quarz, Biotit, Feldspat		

### Die Veränderung der Gesteine des Ordoviziums in der Zone der Fruchtschiefer

Für diese Zone ist die Umwandlung der hellen Phyllite in Frucht-, Knoten-, Fleck- und Garbenschiefer charakteristisch. Die Form und Größe der Ausbildung dieser Gebilde zeigt in sich keine Abhängigkeit vom Granitabstand. MÄRTENS 1966 (unveröff.) postuliert ein Vorherrschen von Flecken und Knoten in der von ihm ausgehaltenen Zone 2 des Kontakthofes und das Auftreten von Garben in den Fruchtschiefern mit Annäherung an seine Zone 3.

Die megaskopische Ausbildung der Fruchtschiefer wird ausführlich von DALMER 1881, 1883 (45, 46), DALMER & SCHRÖDER 1882 (53), SCHALCH 1884 (189), BECK 1897 (15), WEISE 1898 (245), GÄBERT 1901 (66), DANZIG 1913 (54) u. a. beschrieben.

Die dunklen Phyllite des oberen Ordoviziums lassen bereits in der „Übergangszone“ eine geringe Neubildung von Biotit beobachten. Außerdem ist in dieser Zone eine Neubildung von Kalksilikatmineralen in dunklen Phylliten in den Bereichen, in denen sie an Metabasite angrenzen

oder mit diesen wechsellagernd zu erkennen. In der Fruchtschieferzone weisen die dunklen Phyllite neben der bereits in der „Übergangszone“ vorhandenen Neubildung von Biotit eine geringe Fruchtbildung auf. DALMER 1883 (46) führt an, dass den Fruchtschiefern der oberen Stufe der Phyllitformation, in die er auch die dunklen Phyllite des obersten Ordoviziums einschließt, eine kleinere Größe der Früchte eigen ist. Außerdem enthalten die dunklen Fruchtschiefer nach DALMER eine größere Anzahl von Früchten, die kohliges Pigment aufweisen.

Die von BECK & LUZI 1899 (19) beschriebene Neubildung von Graphit in bituminösen Gesteinen innerhalb des Kontakthofes der Granite wurde im Untersuchungsgebiet weder in den dunklen Phylliten noch in den silurischen Schichten festgestellt.

### **Die Veränderung der Gesteine des Ordoviziums in der Zone der Glimmerfelse**

In der Zone 3 nach MÄRTENS 1966 (unveröff.) zeigen die hellen Phyllite neben der Ausbildung der Früchte, Flecken und ähnlichen Formen sowie Garbenbildung bereits eine deutliche Rekristallisation und Kornvergrößerung des Grundgewebes. Dagegen ist in der Zone 4 in den Äquivalenten der hellen Phyllite keine Fruchtbildung mehr vorhanden. Das Grundgewebe dieser Gesteine ist nahezu vollständig rekristallisiert und weist eine zunehmende Kornvergrößerung auf, wobei allerdings die schiefrige Textur der Gesteine noch erhalten ist, die sich in der Hornfelszone immer mehr verliert.

In der Hornfelszone besitzen die Glimmer- und Hornfelse eine größere Bankigkeit als in der Fruchtschiefer- und Glimmerfelszone. Die dunklen Phyllite des oberen Ordoviziums nähern sich in ihrer Ausbildung in der Zone 3 den Äquivalenten der hellen Phyllite.

In der Zone der Glimmerfelse und in der der Hornfelse wird jedoch eine Unterscheidung von hellen und dunklen ordovizischen Gesteinen innerhalb der sedimentär-metamorphen Serie mit zunehmender Annäherung an den Granit immer schwieriger und hat ihre Ursache in der stärkeren Neubildung von Biotit in den hellen Glimmer und Hornfelsen, die diesem Gestein eine bräunliche Färbung, wie sie den dunkleren Varietäten eigen ist, verleiht. Andalusit tritt in diesen Zonen sowohl in den hellen als auch in den dunklen Glimmer- und Hornfelsen stärker auf.

### **Gesteinseinlagerungen innerhalb der Gesteine des Ordoviziums im Bereich der Zone der Glimmerfelse**

Südöstlich der Lößnitz-Zwönitzer Mulde werden in der Serie der hellen Phyllite des Ordoviziums innerhalb der Zone der Glimmerfelse und der Hornfelse in untertägigen Aufschlüssen eine Reihe von meist geringmächtigen

Gesteinseinlagerungen beobachtet, die aus dem Untersuchungsgebiet in der Literatur kaum bekannt geworden sind. Einige dieser Einlagerungen beschreibt WOZNAK 1969 (259).

Im Liegenden der Quarzit- und Quarzitschiefereinlagerungen, den Äquivalenten des Hauptquarzites, treten mehrere Einschaltungen von dunkelgraugrün gefärbten feinkristallin ausgebildeten Amphibolhornfelsen unterschiedlicher Mächtigkeit (LIPP 1967, unveröff.), die zwischen 0,02 und 1,5 m schwankt, auf. Bei diesen Einschaltungen handelt es sich zum Teil möglicherweise um metamorphosierte Diabase geringerer Erstreckung, die auch vereinzelt in den nordwestlich der Lößnitz-Zwönitzer Mulde gelegenen ordovizischen Phylliten im Bereich der Fruchtschieferzone bekannt sind.

WOZNAK 1969 (259) deutet die Möglichkeit eines ordovizischen Vulkanismus an, betont aber, dass der Nachweis späteren Untersuchungen vorbehalten sein muss. Ein anderer Teil, der die Einschaltung mit geringerer Mächtigkeit (kleiner als 0,2 bis 0,3 m) umfasst, dürfte aus primär chloritreichen Phylliten durch kontaktmetamorphe Beeinflussung unter Einwirkung metasomatischer Prozesse entstanden sein. Die Amphibolhornfelse sind in der stratigraphischen Gliederung von WOZNAK 1969 (259) dem Griffelschieferhorizont zuzuordnen.

Südöstlich von den beschriebenen Einlagerungen tritt im Glimmerfels eine 0,3 bis maximal 3 m mächtige Einlagerung mit größerer streichender und fallender Erstreckung auf, die in ihrer Ausbildung den Kieslagern von BECK 1905 (16) nahe steht. Dieses Gestein, das im Wesentlichen aus Quarz und zwei Arten von Chlorit sowie aus wechselnden Anteilen von Pyrit besteht, ist aus anderen Bereichen des Untersuchungsgebietes bisher nicht bekannt geworden. Es wurde von LIPP 1961, 1967 (unveröff.) und von WOZNAK 1963 (258) als „Sulfidhorizont“ bezeichnet und entspricht nach WOZNAK 1969 (259) stratigraphisch dem „Unteren Eisenerzhorizont“ in der „Gräfenenthaler Serie“, der aus dem Vogtland und aus Thüringen beschrieben ist. (*Gut aufgeschlossen war der Sulfidhorizont in der Strecke 6161, Sohle -630m, Schacht 366*). Nach WOZNAK 1969 trennt der Sulfidhorizont die Serie der ungliederten Phycodenschiefer (im Liegenden des Horizontes) von den Gesteinen des Griffelschiefers.

Die Sulfidführung dieses Gesteines dürfte auf den Einfluss metasomatischer (S-Zufuhr in das primär Fe-reiche Gestein) und kontaktmetamorpher Prozesse zurückzuführen sein. Sowohl im Liegenden als auch im Hangenden des „Sulfid-Horizontes“ sind 0,05 bis maximal 0,3 m mächtige Einschaltungen von Granatglimmerfels, der eine dunkelgrüne Farbe aufweist, zu beobachten. Dieses Gestein ist grobkörniger ausgebildet als der umgebende Glimmerfels und besteht vorwiegend aus blastisch entwickelten Biotitaggrenaten mit idiomorph ausgebildeten

Porphyroblasten von Almandin. Zu diesen Hauptkomponenten gesellen sich in untergeordneten Mengen Amphibole, Hercynit, Albit, Pyrit, Pyrrhotin, Magnetit und Akzessorien. (*Gute Belege stammen u. a. aus der Strecke 907 SO, Sohle -540m, Schacht 366*). Die Genese dieser Gesteinseinlagerungen steht im Zusammenhang mit den Vorgängen der Kontaktmetamorphose und dürfte eine Beteiligung metasomatischer Prozesse einschließen. Sie erscheint aber gegenwärtig, zum Teil durch die Aufschlussverhältnisse bedingt, noch nicht geklärt. Die von BAUMANN 1965 (9) südlich von Oederan angeführten „sogen. Granatglimmerfelse“, die in den Randpartien der Rotgneisgranite auftreten, unterscheiden sich sowohl mineralogisch als auch genetisch von den hier beschriebenen Granatglimmerfelsen.

Alle angeführten Gesteine, die in die hellen kontaktmetamorph überprägten ordovizischen Phyllite eingelagert sind, besitzen gegenüber den Glimmerfelsen scharfe Grenzen.

### 3.1.4.2 Die kontaktmetamorphe Veränderung der Gesteine des Silurs

Die bituminösen Schiefer des Silurs zeigen nach den bisherigen Untersuchungen kaum eine Veränderung innerhalb des Kontakthofes der Granite. Die Gesteine mit einem höheren Gehalt an bituminöser Substanz, wie die Alaun-, Kohlenstoff-Kalk- und Kieselschiefer, erweisen sich als reaktionsträge und lassen keine Mineralneubildung oder -sprossungen erkennen. Das ist besonders deutlich, wenn diese Gesteine in den streichenden Störungen ausgebildet sind. WASTERNACK 1958 (240) weist darauf hin, dass die in den streichenden Störungen vorliegenden mylonitisierten Gesteinspakete megaskopisch keine Überprägung erkennen lassen.

Die Gesteine mit geringerem Kohlenstoffgehalt zeigen in der Zone der Fruchtschiefer eine geringe Fruchtbildung. In der Zone der Glimmerfelse und der Hornfelse sind sie sehr ähnlich den kontaktmetamorphen Äquivalenten der hellen ordovizischen Phyllite ausgebildet und von diesen schwer unterscheidbar.

Inwieweit eine Kornvergrößerung oder Blastese der Quarzmatrix dieser Gesteine, wie sie sich in der erwähnten divergentstrahligen bis richtungslos stängligen Anordnung des Quarzes (Abschn. 3.1.2.2.1) einiger Alaunschiefer äußert, und des Pyritanteiles der Alaunschiefer oder eine „Marmorisierung“ der kalkigen Einschaltungen in den silurischen Schichten im Rahmen der Kontaktmetamorphose stattfinden kann, ist bis jetzt noch nicht geklärt. Ebenso ist nicht bekannt, ob die von MÄRTENS 1966 (unveröff.) in den dunklen Phylliten in der „Übergangszone“ beobachtete Neubildung von Kalksilikatmineralen im äußeren und im inneren Kontakthof ebenfalls nachweisbar ist oder ob sie in diesen Zonen

fehlen. Derartige Untersuchungen sind nach MÄRTENS 1966 aufgrund des komplizierten tektonischen Baues des Untersuchungsgebietes schwierig und nur mit großem Zeitaufwand durchführbar. MÄRTENS gelangt anhand seiner Ergebnisse zu der Annahme einer teufenmäßigen Zonalität des Kontakthofes. Nach ihm treten in den oberen Teufenbereichen Kalksilikatneubildungen nur in den Metabasiten (Abschn. 3.1.4.3) auf, während er gleichartige Neubildungen innerhalb der dunklen Phyllite und vereinzelt auch in den hellen Phylliten nur in den tieferen Teufenbereichen innerhalb der Zonen 2 und 3 des Kontakthofes beobachtet.

### 3.1.4.3 Die kontaktmetamorphe Veränderung der Metabasite

Während die kontaktmetamorphen Veränderungen der ordovizischen Phyllite schon frühzeitig erkannt und untersucht wurden, war dies bei den Gesteinen der Serie der Metadiabase nicht der Fall. DALMER 1883 (46), der erstmals im Untersuchungsgebiet von der Zonalität des Kontakthofes innerhalb der hellen Phyllite sprach, erkannte als Wirkung der kontaktmetamorphen Beeinflussung der Metadiabase das Auftreten von Granat, Kalzit, Epidot und Skapolith sowie eine Verringerung des Anteiles an primärem Chlorit in den Metabasiten. DANZIG 1913 (54) führt an, dass die Metabasite („Hornblendeschiefer“) im äußeren Kontakthof Granat führen, während nach PIETZSCH 1951, 1956 (167) die Diabasgesteine und zum Teil auch deren Tuffe durch die kontaktmetamorphe Überprägung in Hornblende-Pyroxen-Gesteine umgewandelt werden. Diese Angaben genügen jedoch nicht für eine detaillierte Darstellung der Zonalität der kontaktmetamorphen Einwirkung auf den Komplex der Metabasite.

Erst in jüngster Zeit beschäftigten sich SOKOLOWA 1963, 1966 (unveröff.) und MÄRTENS 1961, 1966 (unveröff.) mit dieser Problematik und wiesen auch für die Gesteine der eruptiv-metamorphen Serie Zonen mit charakteristischen, durch die Kontaktmetamorphose entstandenen Paragenesen nach. Nach MÄRTENS 1966 ist der Verlauf der einzelnen Kontaktzonen in den Metabasiten wesentlich komplizierter als in der Serie der sedimentär-metamorphen Gesteine.

SOKOLOWA 1966 hält innerhalb der Metabasite folgende Zonen der kontaktmetamorphen Veränderungen aus (in Klammer Angabe der Mächtigkeit dieser Zonen; vgl. Tabelle 3).

(Metabasite im regionalmetamorphen Raum)

1. Chlorit-Epidot-Zone (200 m)
2. Aktinolith-Epidot-Zone (250 m)
3. Pyroxen-Epidot-Zone (650 m)
4. Hornfelszone (200 m)

(Granit).

Zu abweichenden Mächtigkeitsangaben gelangt MÄRTENS 1966. Er nimmt an, dass die Chlorit-Epidot- und die Aktinolith-Epidot-Zone noch Teile des regionalmetamorphen Raumes darstellen.

Die kontaktmetamorphe Beeinflussung des Metabasitkomplexes ist auf einen größeren Abstand vom Granitpluton als in den sedimentär-metamorphen Gesteinen zu verfolgen, wie dies die Untersuchungen von SOKOLOWA 1966 und von MÄRTENS 1966 zeigen. Letzterer fasst den Bereich der erkennbaren kontaktmetamorphen Veränderung der Metabasite, der außerhalb des äußeren Kontakthofes (Fruchtschieferzone) liegt, als „Übergangszone“ auf. Die Grenze dieser Zone zu den im regionalmetamorphen Raum auftretenden Gesteinen ohne erkennbare Beeinflussung durch den Granit wird nach MÄRTENS 1966 durch die Neubildung von gemeiner Hornblende und von Kalksilikaten bedingt.

Typomorphe Leitminerale für die „Übergangszone“ nach MÄRTENS 1966 bzw. der Zonen 1 und 2 nach SOKOLOWA 1966 sind nach letzterer Epidot und Aktinolith, die im gesamten Kontakthof zu finden sind. Nach MÄRTENS 1966 erfolgt in der „Übergangszone“ die Neubildung von Pyroxen und gemeiner Hornblende. In dieser Zone sind keine mandelsteinartigen Metadiabase zu finden, die bereits die Paragenesen der Kontaktmetamorphose führen, und anstelle der Kalzitmandeln treten lagig ausgebildete Kalksilikatminerale auf.

In den dichten bis feinkörnigen Metadiabasen ist im Grundgewebe neben Aktinolith auch gemeine Hornblende ausgebildet.

In der Zone der Fruchtschiefer mit unverändertem bis schwach verändertem Grundgewebe (Zone 2 nach MÄRTENS 1966) äußert sich die kontaktmetamorphe Veränderung der Metabasite in einem stärkeren Auftreten gebänderter Metadiabase mit Kalksilikatmineralen. Dabei zeigt die äußere Grenze der Bildung dieses Gesteins einen nicht parallel zur äußeren Grenze der Fruchtbildung in der Serie der sedimentär-metamorphen Gesteine gerichteten Verlauf.

In der Zone der Fruchtschiefer mit Glimmerfelsgefüge des Grundgewebes sowie in der Zone der Glimmerfelse und der Hornfelse (Zonen 3 bis 5 nach MÄRTENS 1966) zeigen die Metadiabase im wesentlichen die gleiche Ausbildung, wie sie für die Zone 2 angeführt ist.

SOKOLOWA 1966 (unveröff.) fand, dass die Plagioklase in den Metabasiten mit Annäherung an den Granit zunehmend basischer werden (Tabelle 3). So gibt sie für die Chlorit-Epidot-Zone Albit, für die Aktinolith-Epidot-Zone Oligoklas und für die Hornfelszone Oligoklas-Andesin als typomorphe Vertreter der Plagioklasreihe in den kontaktmetamorph veränderten Metabasiten an.

Der Werdegang der metamorphen Diabasgesteine im Untersuchungsgebiet Schlema-Alberoda ist in zusammengefasster Form in Tabelle 4 dargestellt.

#### **3.1.4.4 Zur Geochemie des Prozesses der Kontaktmetamorphose**

Bei der normalen Kontaktmetamorphose ohne Stoffzufuhr erfolgen die Prozesse der Um- und Neubildung von Mineralen im Wesentlichen ohne größere Verschiebungen im Stoffbestand der Hauptkomponenten der Gesteine. Eine Ausnahme machen lediglich leicht mobilisierbare und leichtflüchtige Komponenten wie  $H_2O$ ,  $H_2S$ ,  $HCl$  u. a., die nur in untergeordnetem Maße an der chemischen Zusammensetzung der Gesteine beteiligt sind. Sie üben aber auf die Neubildung der Minerale einen gewissen Einfluss aus. So ist z. B. die Bildung des Andalusits im Kontakthof der Granitmassive nach ROSENBUSCH 1877 (182) nur durch die Abnahme des Wassergehaltes während der Kontaktmetamorphose möglich, da die an das Wasser gebundene und dadurch frei werdende  $Al_2O_3$ -Menge durch den Alkaligehalt der phyllitischen Gesteine nicht mehr abgebunden werden kann und sich als Andalusit abscheidet.

In neuerer Zeit gelangt SCHIPULIN 1960 (191) zu der Feststellung, dass während der Dauer der Kontaktmetamorphose im Hüllgestein der erstarrenden Intrusiva ununterbrochen lokale differenzierte Umlagerungen stattfinden, die durch einen ständigen Austausch zwischen der als Porenlösung im Gestein vorhandenen Feuchtigkeit und der Umgebung bedingt werden. Dabei können flüchtige Komponenten aus dem Intrusiv- in das Nebengestein wandern und umgekehrt. Die bei der Aufheizung der Hüllgesteine durch die Intrusiva entstehenden Lösungen können entsprechend der Wärmezufuhr im inneren Kontakthof in den überkritischen und im äußeren Kontakthof in den flüssigen („hydrothermalen“) Zustand übergehen.

Bis auf wenige Ausnahmen gibt es gegenwärtig keine Angaben über das Verhalten der Spurenelemente während der Kontaktmetamorphose. WEDEPOHL 1956 (244) führt an, dass der Pb-Gehalt mit steigendem Metamorphosegrad in der Gesteinsreihe Tonschiefer-Glimmerschiefer zunimmt. Im Untersuchungsgebiet wurden von LIPP 1957 (113) Untersuchungen über Verschiebungen des Spurenelementhaushaltes im Grenzbereich „Granitinnerer Kontakthof“ vorgenommen, die sich auf die Hornfelszone des Kontakthofes beschränkten.

Neuere Untersuchungen von TUGARINOW & SMEJENKOWA 1960 (236) sowie von JERMOLAJEW & SHIDIKOWA 1966 (87), die ihre Ergebnisse mit Werten aus dem Exokontakt des Eibenstocker Granitmassives belegen, zeigen, dass Uran und Blei durch die Prozesse der Regional- und Kontaktmetamorphose mobilisiert und weggeführt werden

Tab. 4: Werdegang der metamorphen Diabasgesteine im Lagerstättengebiet Schlema-Alberoda nach MÄRTENS & RZEPKA (1960, unveröff.)

	Ausgangsgestein	Regionalmetamorphose	Kontaktmetamorphose	
			äußerer Kontakthof	innerer Kontakthof
<b>Fazies</b>		<b>Grünschieferfazies</b>	<b>Epidot-Amphibol-Hornfels-Fazies</b>	<b>Amphibol-Pyroxen-Hornfels-Fazies</b>
<b>Effusive Serie</b>	Diabasmandelstein	metamorpher Diabasmandelstein mit aus-gewalzten (verschieferten) Kalzit- bzw. Kalzit-Feldspat-Mandeln	lagig gebänderter meta-morpher Diabas mit linsenförmigen Kalklagen, zum Teil mit Kalksilikat-mineralen	lagig gebänderter metamorpher Diabas mit Kalksilikatmineralen
	Diabastuff mit Sediment	gebänderter Tuffschiefer	gebänderter meta-morpher Diabas (mit Sedimentzwischenlagen), Kalklagen, teilweise mit Kalksilikatlagen)	gebänderter meta-morpher Diabas (mit Kalksilikatlagen)
	feinkörniger bis dichter Diabas	feinkörniger bis dichter metamorpher Diabas (Grünschiefer)	dichter Metadiabas (mit gelegentlich von Klüften ausgehenden schlierig ausgebildeten Kalksilikat-mineralen)	dichter Metadiabas (von Klüften ausgehende Bildung schlierig ausgebildeter Kalksilikatminerale)
<b>Intrusive Serie</b>	mittel- bis grobkörniger Diabas/feinkörniger Diabas	mittel bis grobkörniger Metadiabas	körnige Metadiabase	körnige Metadiabase (gelegentlich mit geringen Mengen schlierig ausgebildeter Kalksilikatminerale)
		Grünschiefer (Feldspat-Chlorit-Schiefer)		

**Anmerkung:** In allen Diabasgesteinen können durch die Einwirkung sowohl der Regionalmetamorphose als auch der Kontaktmetamorphose Selektionsvorgänge stattfinden, die zur Bildung von monomineralischen Albit-, Amphibol- und Biotitschlieren bzw. -lagen führen.

können. Aus diesen Einzelbeispielen und weiteren Untersuchungen werden von TUGARINOW 1963 (234), SUDOWIKO 1963, 1964, 1965 (216, 217, 218), JERMOLAJEW & SHIDIKOWA 1966 (87) u. a. neuere Anschauungen in lagerstättengenetischer und minerogenetischer Hinsicht gezogen. Daraus ergibt sich, dass den Fragen nach dem Verhalten der Spurenelemente oder der „Erzkomponenten“ im Sinne von TUGARINOW & SMEJENKOWA 1960 (236) im Verlauf der Regional- und Kontaktmetamorphose große Aufmerksamkeit und Bedeutung beigemessen wird. Wenn auch im Rahmen vorliegender Bearbeitung diese Fragen nicht im Einzelnen untersucht werden konnten, so werden doch an späterer Stelle einige Überlegungen zu diesem und in seiner Bedeutung für die Lagerstättenbildung interessanten Fragenkomplex dargelegt.

### 3.2 Die tektonischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet

Eine neuere umfassende Bearbeitung der tektonischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet wurde von WOZNIAK 1969 (259) vorgenommen. Mit der Klärung des tektonischen Baues der Löbnitz-Zwönitzer Mulde beschäftigten sich DANZIG 1913 (54) und GRUHL 1924 (68), während kleintektonische Untersuchungen von HERR-

MANN 1955 (78), WASTERNAK 1958 (240) und SCHMIDT 1959 (192) durchgeführt wurden, in denen das Untersuchungsgebiet mit bearbeitet wurde. Einige Ergebnisse kleintektonischer und gangtektonischer Bearbeitung geben BOLDUAN, HÖSEL & SIPPEL 1964 (34) aus dem Phyllitgebiet von Aue. PETSCHAT 1967 (163) bearbeitete einen Teil des Untersuchungsgebietes kleintektonisch.

Die tektonische Bearbeitung der Granitmassive von Aue und Schlema (Gleesberg) wurde von HÖPFNER 1929 (83) und HERRMANN 1960 (79) vorgenommen, während das Eibenstocker Massiv von SCHUST 1966 (204) bearbeitet wurde. PAECH 1966, 1967 (159, 160) führte im Kirchberger Massiv und in den westlich von diesem gelegenen Phylliten tektonische Untersuchungen durch. Einige unveröffentlichte Beiträge zur Gangtektonik lieferten SCHRÖDER 1957, BERGER & MEICHNER 1965 und ATSCHEJEW 1966.

#### 3.2.1 Der tektonische Bau des Untersuchungsgebietes

Die Lagerstätte Schlema-Alberoda bildet den südwestlichen Teil der Löbnitz-Zwönitzer Mulde, deren tektonischen Bau erstmals von DANZIG 1913 (54) erkannt und später von GRUHL 1924 (68) eingehender untersucht und

beschrieben wurde. GRUHL 1924, der die gesamte Synklinale als Lößnitz-Zwönitzer Zwischenmulde bezeichnete, sah diese als ein in NE-SW-Längsrichtung isoklinal gefaltetes Gebiet an, dessen Mulden und Sättel Südostvergenz aufweisen und in dessen Mulden jüngere Gesteine eingefaltet sind. Er unterschied innerhalb der Lößnitz-Zwönitzer Zwischenmulde eine Reihe von Sätteln und Mulden, von denen die eigentliche Lößnitz-Zwönitzer Mulde sowie der im Nordwesten an sie angrenzende Sattel von Stollberg und die ihr im Südosten folgende Zone von Aue-Geyer den engeren Lagerstättenbereich bilden.

Die Lößnitz-Zwönitzer Mulde verbreitert sich in nordöstlicher Richtung. Im Lagerstättenbereich wird sie sowohl im Nordwesten als auch im Südosten durch streichende Störungen („Schwebende“ im Sinne von MÜLLER 1860 (135)) begrenzt. Die Verbreiterung der Lößnitz-Zwönitzer Mulde erfolgt, wie dies von GRUHL 1924 (68) angegeben wird, nordöstlich des Untersuchungsgebietes sowohl in nordwestlicher als auch in südöstlicher Richtung über die im Untersuchungsgebiet die Begrenzung der Mulde bildenden streichenden Störungen und ist durch das Auftreten silurischer und devonischer Gesteine gekennzeichnet.

Im Südwesten des Lagerstättengebietes teilt sich die Lößnitz-Zwönitzer Mulde in eine nördliche und eine südliche Teilmulde, die durch einen Zwischensattel mit ordovizischen Phylliten getrennt sind. Beide Teilmulden erstrecken sich nach WOZNIAK 1969 (259) in nordöstlicher Richtung über das Untersuchungsgebiet hinaus. Während die südliche Teilmulde durch flaches Fallen der Muldenachsen einen größeren Tiefgang und relativ gleichbleibende Mächtigkeit der silurischen und devonischen Gesteine gekennzeichnet ist, weist die nördliche Teilmulde ein steileres Eintauchen ihrer Achse nach Nordosten und eine Abnahme der Mächtigkeit der silurischen und devonischen Gesteine sowohl in südwestlicher Richtung als auch in der Teufe auf. Anstelle der bituminösen Schiefer des Silurs und der Metabasitkörper des Oberdevons treten in der Teufe ordovizische Phyllite mit den in ihnen eingelagerten Quarziten und Quarzitschiefern auf.

Die Einfaltung der Gesteine und damit die Anlage der Lößnitz-Zwönitzer Mulde wird von PIETZSCH 1956, 1963 (167, 169) und SCHMIDT 1959 (192) u. a. als Folge der variszischen Einengungstektonik während der sudetischen Phase angesehen. Mit der Anlage des Isoklinalfaltenbaues ist nach HERRMANN 1955 (78) eine Nebeneinanderstellung stratigraphisch nicht zusammengehörender Schichten verbunden. GRUHL 1924 (68) betrachtet die Anlage des Isoklinalfaltenbaues und die Verschuppung der Gesteine als einen zeitlich gleichen Vorgang. Im Ergebnis der variszischen Einengungstektonik erfolgte die Anlage der im Untersuchungsgebiet ausgebildeten streichenden Störungen.

Die streichenden Störungen zeigen in ihrem Aufbau weitgehende Analogie zu den von MÜLLER 1860, 1895 (135, 138), BECK 1912 (18), RADTKE 1959 (174) und BEYER 1960 (28) beschriebenen „Schwebenden“ und „Schwarzen Flözen“ im Annaberger und im Marienberger Lagerstättenbezirk. Die streichenden Störungen im Untersuchungsgebiet unterscheiden sich von diesen dadurch, dass sie einen über größere Entfernungen (mehrere km) gleichbleibenden streichenden Verlauf aufweisen und dass sie in wesentlichen Teilen ihrer Ausbildung in stratigraphisch einstuftbaren silurischen Gesteinen ausgebildet sind.

Die streichenden Störungen sind nach WASTERACK 1958 (240) im  $s_1$ -Streichen angelegte schräge Auf- oder Abschiebungsbahnen. Ihre Anlage erfolgte in Plan I nach HERRMANN 1955 (78) und führte zur Verschuppung des Faltenbaues. Nach ihrem tektonischen Aufbau lassen sich zwei Arten von streichenden Störungen unterscheiden. Am häufigsten sind streichende Störungen, die konkordant zur Schieferungsebene verlaufen und über größere streichende Erstreckungen ausgebildet sind. Diese Störungen sind sowohl innerhalb als auch randlich als Begrenzung der „produktiven“ Gesteinsserie ausgebildet. Sie reichen in ihrer südwestlichen Fortsetzung auch in die kontaktmetamorphen Äquivalente der Phyllite und zum Teil sogar bis in den Granit.

Die andere Gruppe der streichenden Störungen sind transversale Störungen und treten diskordant unter einem sehr spitzen Winkel zur Schieferungsebene auf. Während die erste Gruppe der streichenden Störungen ein Streichen von 70 bis 90° aufweist, streichen die Störungen der zweiten Gruppe 90 bis 100°. Im Einfallen ist zwischen beiden Gruppen kein Unterschied festzustellen. Die Störungen der zweiten Gruppe sind nur innerhalb der „produktiven“ Serie zu beobachten und besitzen gegenüber den Störungen der ersten Gruppe einen kürzeren streichenden Verlauf. An den Störungen der ersten Gruppe finden sie ihre Endschafft.

Nach der Ausbildung kann man die streichenden Störungen in graphitische und in mylonitische Störungen unterteilen. Erstere treten besonders in den bituminösen silurischen Gesteinen auf und bestehen aus völlig zerruschelten Kiesel-, Alaun- und Kohlenstoff-Kalk-Schiefern mit höheren Gehalten an Kohlenstoff und geringer, oft wechselnder Pyritführung. Sie weisen graphitische Harnische und Spiegel mit Rillungs-, Striemungs- und gelegentlich auftretenden lokalen Kleinfältelungserscheinungen, die herzyn gerichtete Faltungsachsen besitzen, auf. PETSCHAT 1967 (163) führt das bevorzugte Auftreten der streichenden Störungen in den bituminösen silurischen Gesteinen auf das weniger starre Verhalten dieser Gesteine gegenüber tektonischen Beanspruchungen zurück.

Die mylonitischen Störungen sind meist als streichende Fortsetzung der in den bituminösen silurischen Gestei-

nen auftretenden graphitischen Störungen in den kontaktmetamorph veränderten Phylliten und metamorphen Diabasen ausgebildet und mit hellem mylonitisiertem Material dieser Gesteine in Form von Ausschräm oder Letten ausgefüllt, das nach WASTERNAK 1958 (240) megaskopisch nicht überprägt ist und eine postkontaktmetamorphe Bildung darstellt.

In einigen der konkordant zur Schieferungsebene angelegten streichenden Störungen drangen Gänge von Kersantit II, die über größere Entfernungen die Störungszonen begleiten, ein. Jüngere Nachbewegungen auf den streichenden Störungen widerspiegeln sich in abgetrennten Teilen von Kersantit II und in Verwerfungen oder im Mitschleppen von Erzgängen mit Paragenesen aller im Untersuchungsgebiet vorhandenen Gangformationen. Im Allgemeinen besitzen die streichenden Störungen keine eigene hydrothermale Mineralisation. Sie können allerdings in den Bereichen von anscharenden Gängen mit herzynischer Streichrichtung über kürzere Entfernungen mineralisiert sein. Eine Ausnahme ist auf den südlichsten streichenden Störungen zu beobachten, die in den Bereichen, in denen sie in den Granit streichen und in der innersten Zone des Kontakthofes auftreten, Abfolgen der kb-Formation führen.

Die streichenden Störungen weisen stark schwankende Mächtigkeiten zwischen einigen cm und mehreren m auf. Sie bestehen häufig aus mehreren aufgetrübten an- und abscharenden Störungen und liegen als Störungsbereiche vor, wobei die einzelnen Trümer zum Teil jüngere Nachbewegungen darstellen. In ihrer streichenden Erstreckung zeigen die Störungen nach PETSCHAT 1967 (163) häufig einen undulierenden welligen Verlauf, wobei die konkordant in die Schieferungsebene eingelagerten Störungen lokal, besonders in Bereichen mit einer tektonischen Querbeanspruchung, transversal zur Schieferungsebene der Gesteine streichen. Änderungen in der Streichrichtung der Störungen sind auch bei Wechsel in andere Gesteine zu beobachten.

Insgesamt sind im Untersuchungsgebiet ca. zwölf streichende Störungen mit unterschiedlicher Erstreckung der einzelnen Störungen bekannt. Die Abstände zwischen den einzelnen Störungsbereichen weisen unterschiedliche Werte auf.

Jüngerem Alter ist eine von GRUHL 1924 (68), HERRMANN 1955 (78), PIETZSCH 1956, 1963 (167, 169), WASTERNAK 1958 (240) und SCHMIDT 1959 (192) beschriebene Querbeanspruchung der Gesteine der Löbnitz-Zwönitzer Mulde. GRUHL 1924 (68) führt diese Querbeanspruchung auf durch das Umbiegen des variszischen Bogens hervorgerufene Einengungsbewegungen zurück. PIETZSCH 1956, 1963 (167, 169) stellt diese tektonische Beanspruchung in die erzgebirgische Phase der variszischen Tektonogenese und bringt mit ihr eine stärkere orographische

Heraushebung der Antiklinalzonen und ihre Querfaltung in Beziehung. HERRMANN 1955 (78) führt an, dass durch diese Querelemente eine Verstellung der Längsmuldenachse erfolgte. Nach ihm führt eine Art Querbeanspruchung nach b-axialen Gefüge zur Entstehung von NW-SE-gerichteten Störungen, die zum Teil Verschüppungen des  $s_1$ -Flächengefüges verursachten. Die herzynischen Störungen sind nach GRUHL 1924 (68) jünger als die streichenden Störungen. WASTERNAK 1958 (240) bestätigt diese Angabe durch eigene Beobachtungen und führt an, dass die herzynischen Störungen die streichenden Störungen durchsetzen, zum Teil aber auch geringfügig an diesen versetzt sind.

Nach SCHMIDT 1959 (192) gestattet die wechselseitige Überlagerung der erzgebirgisch und der herzynischen streichenden Großstrukturen keine zeitliche Relation der einzelnen Richtungen für den Phyllitbereich abzuleiten, so dass eine zeitliche Trennung in eine regional einheitliche ältere Längs- und jüngere Querfaltung nicht möglich ist. Die Verhältnisse im Untersuchungsgebiet widersprechen jedoch dieser Feststellung.

### 3.2.2 Kleintektonik

Kleintektonische Untersuchungen wurden im Untersuchungsgebiet und in seiner Umgebung von HERRMANN 1955 (78), WASTERNAK 1958 (240), PAECH 1966 (189) und PETSCHAT 1967 durchgeführt.

Nach HERRMANN 1955 (78) liegen im Bereich der Löbnitz-Zwönitzer Mulde zwei senkrecht aufeinanderstehende Beanspruchungspläne vor. Plan I entspricht der Faltung und Verschüppung der altpaläozoischen Sedimente und führte zur Bildung von S-Tektoniten mit SW-NE- (60-70°) streichenden b-Achsen ( $b_1$ ). Im Plan II führte die jüngere Zusammenpressung mit einer NE-SW-gerichteten Hauptdruckrichtung zur Querbeanspruchung der Mulde. Das Streichen der b-Achsen ( $b_2$ ) dieses Planes beträgt 100-120°. Die Kleinfältelung wird von HERRMANN 1955 als Ausdruck der schief zu Plan I gerichteten Einengung gedeutet. DANZIG 1913 (54) führt an, dass die Kleinfältelung keine bevorzugte Streichrichtung aufweist. Mit dem Plan II ist die Ausbildung der in die Phyllite eingelagerten Quarzite als B-Tektonite verbunden. Bei der Einengungsbeanspruchung blieben nach WASTERNAK 1958 (240) die Phyllite als S-Tektonite erhalten. Die jüngeren Beanspruchungspläne nach HERRMANN 1955 (78) sind mit der Granittektonik (Plan III) und mit der Gangtektonik (Plan IV), die alle postgranitischen Beanspruchungen umfasst, verbunden.

WASTERNAK 1958 (240) unterteilt im Gegensatz zu HERRMANN 1955 (78) die regionale Anordnung der b-Achsen in drei Gruppen:

Gruppe I: 95-105° streichende Achsen (Mehrzahl der Faltenachsen und Runzelungswerte,

- Gruppe II: 60-95° streichende Achsen (nur wenige Runzelungswerte),  
 Gruppe III: 0-30° streichende Achsen (besitzen nur lokalen Charakter).

Die Achsen der Gruppen I und II stellen zeitlich relativ eng miteinander verknüpfte para- bis postmetamorphe Beanspruchungen dar, während die Achsen der Gruppe III von WASTERNAK 1958 zeitlich nicht genau eingestuft werden.

DANZIG 1913 (54) schreibt, dass die ehemalige Schichtung nur selten zu beobachten ist und dass die Schieferung als Transversalschieferung vorliegt. In den kontaktmetamorph überprägten Gesteinen des Untersuchungsgebietes ist eine eindeutige primäre Schichtung nicht zu erkennen. Nach WASTERNAK 1958 (240) ist für die höheren Teile der tonschieferartigen Phyllite Transversalschieferung (s/ss) charakteristisch, während die tieferen Teile der tonschieferartigen Phyllite und die höheren Teile der Quarzphyllite Parallelschieferung besitzen. Beide Schieferungsformen sind nach WASTERNAK 1958 an verschiedene Metamorphosestufen gebunden. Jüngerer Alter besitzen die nur im Bereich der Quarzphyllite auftretenden  $s_2$ -Flächen (Schubklüftung), die WASTERNAK 1958 als „Transversalschieferung zu  $s_1$ “ und als eine Art „Querbeanspruchung“, die zur Bildung von NW-SE-gerichteten Störungen führte, auffasst. Während das  $s_1$ -Flächengefüge annähernd parallel zu den Einfaltungen der jüngeren Gesteine streicht, besitzt die  $s_2$ -Schubklüftung Scherflächennatur.

Von PETSCHAT 1967 (163) durchgeführte Messungen der  $s_1$ -Werte ergaben für die kontaktmetamorph veränderten Phyllite ein Maximum der Schieferungswerte von 72-96° im Streichen und von 54-60° NW-NE im Fallen. Innerhalb der „produktiven“ Gesteinsserie ergab sich ein Maximum von 76-92° im Streichen und von 48-52° NW-NE im Fallen.

Nach PETSCHAT 1967 streuen die  $s_1$ -Werte innerhalb der „produktiven“ Serie mehr als innerhalb der Phyllite. Dies führt PETSCHAT auf die gesteinsmäßig heterogene Zusammensetzung der „produktiven“ Serie zurück. Die Granitnähe übt keinen Einfluss auf die  $s_1$ -Flächenwerte aus und äußert sich nur in einer zunehmenden Bankigkeit der Gesteine, die mit einem Undeutlicherwerden und einer Weitständigkeit der  $s_1$ -Flächen verbunden ist. Nach PETSCHAT 1967 besitzt die b-Lineation auf den  $s_1$ -Flächen bei wechselhaftem Einfallen eine hauptsächliche Streichrichtung von E-W bis NE-SW. Harnischrillungen sind im Untersuchungsgebiet seltener zu beobachten und zeigen die unterschiedlichsten Werte im Streichen und Fallen.

Von PETSCHAT 1967 (163) im Untersuchungsgebiet durchgeführte Kleinfältelungsmessungen ergaben, dass sich die gemessenen Werte in die Gruppe I (65-95°) und in

die Gruppe II (95-135°) nach WASTERNAK 1958 (240) einordnen lassen. Nach PETSCHAT 1967 muss die Streuung der Kleinfältelungsachsen nicht unbedingt auf verschiedene tektonische Beanspruchungen zurückgeführt werden, sondern kann auch durch die inhomogene Schichtenfolge innerhalb der „produktiven“ Serie bedingt sein.

Quarzachsenmessungen von PETSCHAT 1967 im Untersuchungsgebiet ergaben maximale Belegungsdichten zwischen 3 und 5 % und einen geringen Regelungsgrad (im Sinne von FISCHER, nach (163)) von 5,7 bis 9,3. Es besteht keine Abhängigkeit zwischen dem Regelungsgrad und dem Abstand der Gesteine vom Granit. Der Regelungsgrad ändert sich vom Granitkontakt bis zu einem horizontalen Abstand von 1350 m vom Granit (äußerer Fruchtschieferbereich) nur geringfügig und zeigt kein Ansteigen. PETSCHAT 1967 nimmt als Ursache an, dass die Entregelungswirkung des Granits weit über die Fruchtschiefergrenze hinausreicht. Das Quarzgefüge lässt teilweise die Anlage von Zweigürtelsystemen erkennen, wobei die Öffnungswinkel der Zweigürtel vorwiegend 40 bis 50 % betragen. Kleine Öffnungswinkel weisen nach BEHR (in (163)) auf einen größeren Streckungsbetrag in b hin.

### 3.2.3 Granittektonik

Ebenso wie sich die Haupttypen der im westlichen Erzgebirge verbreiteten Granite in ihrer mineralogischen Zusammensetzung, in ihrem Modalbestand und in ihrem Chemismus unterscheiden, sind auch in ihrem tektonischen Aufbau bestimmte Unterschiede zu erkennen. Im Eibenstocker Granit verläuft die Dehnungsachse quer zu der NW-SE-gerichteten Längserstreckung und bildet somit nach HERRMANN 1960 (79) ein Querpluton ab. Im Gegensatz dazu liegt die Streckungsachse in den von HERRMANN 1960 zum Auer Pluton zusammengefassten kleinen Granitmassiven von Oberschlema (Gleesberg), Aue und Auerhammer etwa in der erzgebirgischen Richtung. Der Auer Pluton stellt granittektonisch ein Längspluton, morphologisch aber ein Querpluton dar. Die Querdehnung erfolgte nach Erstarrung des in die Querwölbung von Aue-Schwarzenberg diskordant intrudierten Plutons.

HÖPFNER 1929 (83) ermittelte bei seinen tektonischen Untersuchungen im Auer Massiv ein Streichen von 35-40° für S- und von 130-135° für Q-Klüfte. Während die S-Klüfte meist nur kurze Erstreckungen und einen gebogenen Verlauf aufweisen, besitzen die Q-Klüfte keine wesentlichen Änderungen im Streichen und Fallen und setzen durch die S-Klüftung. HÖPFNER 1929 gibt über die Häufigkeit dieser beiden Kluftrichtungen an, dass südwestlich der Störung „Roter Kamm“ S-Klüfte häufiger als Q-Klüfte auftreten, während er für das Gebiet nordöstlich des „Roten Kammes“ (also für das Untersuchungsgebiet) gerade entgegengesetzte Häufigkeiten

der genannten Kluftrichtungen beschreibt. Diagonalklüfte treten im Bereich des Auer Massives stark zurück.

Ganggranite und Aplite folgen meist der Q-Klüftung, während die Quarzgänge sowohl in der S- als auch in der Q-Richtung auftreten. Für die einzelnen Gangformationen gibt HÖPFNER 1929 (83) folgende Richtungen an:

z-Formation: N-S, NNW-SSE und Q-Kluftrichtung,  
 kb-Formation: meist in S-Kluftrichtung (bei Ober-  
 schlema und Schneeberg),  
 biconi-Formation: Q-Kluftrichtung,  
 e-Formation: Q- und D-Kluftrichtung.

SCHUST 1966 (204) untersuchte das Eibenstocker Massiv granittektonisch und fand, dass seine Ergebnisse von den Ergebnissen HÖPFNER'S 1929 abweichen. Auch PAECH 1967 (160) kam bei tektonischen Untersuchungen im Kirchberger Granit zu gegenüber den Angaben von HÖPFNER 1929 abweichenden Ergebnissen, besonders in der Frage der Anlage und im Bau des Massives, während HERRMANN 1960 (79) die Ergebnisse von HÖPFNER 1929 im Bereich des Auer Massivs bestätigt.

SCHUST 1966 (204) gibt für die Streichrichtung der einzelnen Gangformationen folgende Maxima im Bereich des Eibenstocker Granites und seines Kontakthofes an:

z- und q-Formation: 140-150°, Nebenmaximum bis 70°,  
 kb-Formation: 80-90°,  
 biconi-Formation 90-100° bei Schneeberg und  
 120-140° bei Breitenbrunn  
 und Johanngeorgenstadt,  
 eba-Formation<sup>3</sup>: 160-170°.

Die mit der Klüftung der Granite im Zusammenhang stehende tektonische Beanspruchung des Nebengesteins ist ebenfalls eine etwas später wirkende Erscheinung der Kontaktmetamorphose und äußert sich in der Anlage neuer Klüfte und Spalten, die von Ganggraniten, Apliten, Lamprophyren und älteren Abfolgen der Mineralisation ausgefüllt werden. SCHUST 1966 (204) deutet eine Durchpausung der prägranitischen Kluftektomatik auf die intrudierten Granite an. Die granittektonische Beanspruchung bezeichnet HERRMANN 1955 (78) als Plan III, während BERGER & MEICHNER 1965 (unveröff.) sie als Plan II (Tabelle 5) ansehen. HERRMANN 1955 beschreibt innerhalb seines Planes III eine Kleinfältelung im Kontakthof des Eibenstocker Granites bei Bockau.

Zusammenfassend ist festzustellen, dass sich die Erzgänge sowohl auf Klufsystemen, die granittektonischer Entstehung sind, als auch auf solchen prägranitischer Entstehung ausbilden können.

<sup>3</sup> SCHUST 1966 fasst unter dem Begriff der „eba-Formation“ sowohl Eisen-Mangan- als auch Roteisen-Baryt-Gänge zusammen.

### 3.2.4 Gangtektonik

In gangtektonischer Beziehung weist die Lagerstätte Schlema-Alberoda gegenüber anderen Ganglagerstätten des Erzgebirges ein abweichendes Verhalten auf, das durch die geologische Lage und durch die prägranitische Entwicklung des Untersuchungsgebietes bedingt ist. Die komplizierten gangtektonischen Verhältnisse, wie sie in allgemeiner Form von SCHTSCHUROW & TIMOFEJEW 1965 (197) abgehandelt werden, haben ihre Ursache darin, dass das Untersuchungsgebiet an den Schnittbereich zweier großtektonischer Elemente, der herzyn streichenden Nejdek-Crimmitschauer Störungszone und der erzgebirgisch streichenden Löbnitz-Zwönitzer Mulde, geknüpft ist. Kennzeichnend für die Kompliziertheit der Gangtektonik ist die Ausbildung von Strukturen verschiedener Größenordnung. SCHTSCHUROW 1957 (unveröff.) unterscheidet sechs Größenordnungen von tektonischen Strukturen (Abb. 9).

Zu den Strukturen I. Ordnung gehören Verwerfungen vom Typ „Roter Kamm“, die Verwerfungsbeträge von mehr als 100 m aufweisen. Als Strukturen II. Ordnung sieht SCHTSCHUROW 1957 solche Gänge an, die an Strukturen I. Ordnung anscharen und neben größerer Mächtigkeit und Erstreckung ebenfalls noch bedeutende Verwerfungsbeträge, die bis 100 m betragen, aufweisen, während Strukturen III. Ordnung solche Gänge sind, die an Strukturen II. Ordnung anscharen. Mit der Größenordnung der Strukturen nimmt sowohl die streichende und fallende Erstreckung als auch die Mächtigkeit der Gänge ab, so dass die Strukturen V. und VI. Ordnung durch geringe Erstreckung und Mächtigkeiten gekennzeichnet sind.

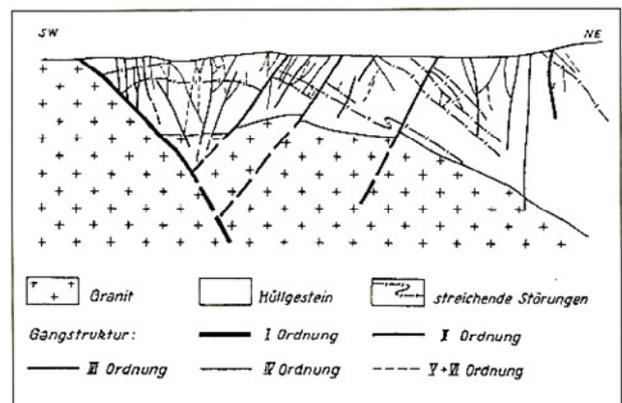


Abb. 9: Schematische Darstellung der Beziehungen der Strukturen I. bis IV. Ordnung (nach SCHTSCHUROW 1957, unveröff.)

Für den Absatz der Gangarten und Erzminerale auf den Gängen spielt die Größenordnung der Strukturen eine wichtige Rolle. So besitzen, wie dies SCHTSCHUROW & TIMOFEJEW 1965 (197) anführen, Strukturen I. und II. Ordnung keine nennenswerte Vererzung und die Erzführung ist an die Gänge III. bis VI. Ordnung gebunden, wobei die Gänge III. und IV. Ordnung von großer Bedeutung sind.

Tab. 5: Zeitlicher Ablauf der tektonischen Bewegungsvorgänge, nach BERGER & MEICHSNER 1965 (unveröff. erweitert)

Bewegungsplan	tektonische Phase	relatives Alter der Bewegung	Ursache und Art der Bewegung	Strukturen im Streichen und Fallen	Intensität der Bewegung	Richtung der Bewegung	Erstreckung der Struktur	Ergebnis der Bewegung	Bedeutung der Bewegung für den Gesamtbau	Spaltenfüllung	Bewegungszyklus
I	sudetisch - ~325 Mill. a	prägranitisch	Druck aus NNW, Gleitung	parallel s <sub>1</sub>	gering, nicht rekonstruierbar	nicht rekonstruierbar	regional unterbrochen bis zu mehreren m	Texturerstörung? Mylonitisierung	Grundelement für alle flacherzgebirgischen Strukturen	Mylonit	einleitend
				steilerzgebirgisch	bis ± 100 m	hgd. - SW lgd. - NE	regional bis zu mehreren 100 m	Auszerrung, Schichtverdopplung, Flexur bis Bruch und Umließen unregelmäßige und scharfe Klufflächen	Grundelement für steilerzgebirgisch und flachherzyn streichende Strukturen		
	erzgebirgisch	prägranitisch	Scherung	flachherzyn NNW-NNE	Öffnung bis zu mehreren m	hgd. - NE lgd. - SW	regional über mehrere km	unregelmäßige und scharfe Klufflächen	gering, spricht für ac des Faltenbaues	Kersanit I (Kb)	einmalig
II	asturisch	granitisch	Pressung aus dem Untergrund, Zug NE-SW	steilherzyn	Öffnung bis zu einigen m und mehr	NE-SW	kurzlebig in km-Bereich, Zunahme der Intensität in Richtung „Roter Kamm“ (Granit)	unregelmäßige und scharfe Klufflächen	Grundelement für steilherzynie Strukturen	Granit	einleitende Auflebung für Lineament „Roter Kamm“
				NNE	Öffnung im dm- bis m-Bereich	NE-SW	von einigen m bis zu 100 m				
III	saalisch	postgranitisch-prämineralisch	Kontraktion (abklingend)	NNE	Öffnung im dm- bis m-Bereich	NW-SE	im km-Bereich	unregelmäßige und scharfe Klufflächen	gering, bedingt stärkere Heraushebung der steilerzgebirgischen Richtung	Kersanit II (Kh)	abgeschlossen
				NNW	Öffnung im cm- bis dm-Bereich	NW-SE	unter 100 m				
	postgranitisch-mineralisch	Zug	flacherzgebirgisch steilerzgebirgisch	Öffnung im dm- bis m-Bereich	NW-SE	über mehrere 100 m, Aufgliederung, größer als m-Bereich	Durchgreifen der flacherzgebirgischen Strukturen, Fiederbau	Grundtyp der erzgebirgischen Richtung	Apfit	einmalig	
	-260 Mill. a	postgranitisch-mineralisch	Zug	steilherzyn	gering?, nicht rekonstruierbar, geringer als auf erzgebirgischer Richtung	beginnen des Absinkens der hängenden Blockteile	über mehrere 100 m	beginnendes Durchgreifen der herzynen Strukturen + Mylonitisierung	beginnende Herausarbeitung des Grundtyps der Herzynen Gangsysteme	alte Quarzabfolgen (Quarz- und Wolframit- und Quarz-Scheellit-Formation)	Aufleben und geringe Neubildung
				flachherzyn		NW-SE					

Bewegungsplan	tektonische Phase	relatives Alter der Bewegung	Ursache und Art der Bewegung	Strukturen im Streichen und Fallen	Intensität der Bewegung	Richtung der Bewegung	Erstreckung der Struktur	Ergebnis der Bewegung	Bedeutung der Bewegung für den Gesamtbau	Spaltenfüllung	Bewegungszyklus
IV	alkimmerisch	postgranitisch-mineralisch	Zug NE-SW (Hauptzug)	steilherzyn flachherzyn	Öffnung im dm- bis m-Bereich	verstärktes Absinken der hängenden Blockteile	über mehrere 100 m	weiteres Durchgreifen der herzynen Strukturen + Mylonitisierung	weitere Herausarbeitung des Grundtyps der herzynen Gangsysteme	Quarz-Pechblend-Kalzit-Abfolge (kku-Formation)	Aufleben und größere Neubildung
	~195 Mill. a	postgranitisch-mineralisch	Zug NNE-SSW (Hauptzug)	steilherzyn flachherzyn	Öffnung zum Teil über 1 m	ausklügendes Absinken der hängenden Blockteile	über mehrere 100 m bis km	endgültiges Durchgreifen der herzynen Strukturen + Mylonitisierung	endgültiges Herausarbeitung des Grundtyps der herzynen Gangsysteme	Dolomit-Selenid-Abfolge (mgu-Formation)	Aufleben und größere Neubildung
	~140 Mill. a	postgranitisch-mineralisch	Zug NNE-SSW (Hauptzug)	steilherzyn flachherzyn	Öffnung im dm-Bereich, selten bis 1 m	Absinken der hängenden Blockteile im m-Bereich	maximal einige 100 m	Überprägung der herzynen Richtung + Mylonitisierung	gering, nicht durchgreifend	Arsenid-Abfolge (bi-coni-Formation)	lokales Aufleben, kaum Neubildung
	laramisch	postgranitisch-mineralisch	Zug NNE-SSW (Hauptzug)	steilherzyn flachherzyn	Öffnung im cm- bis dm-Bereich, bei flachherzyn geringer als auf steilherzyn	Absinken der hängenden Blockteile im m-Bereich	meist unter 100 m unter 100 m	Überprägung der herzynen Richtung + Mylonitisierung	unbedeutend, nicht durchgreifend	Silbersulfid-Abfolge (ags-Formation)	lokales Aufleben, keine Neubildung
	~65 Mill. a	postgranitisch-postmineralisch i. e. S.	Zug N-S (Hauptzug)	N herzyn	Öffnung im dm- bis m-Bereich Öffnung im cm-Bereich	Absinken der hängenden Blockteile im m-Bereich	Überprägung der erzgebirgischen Richtung und kurzlebige Mylonitisierung	Überprägung und Durchreißen der Gänge im m-Bereich mit kurzlebiger Mylonitisierung	gering. Konsolidierung	Mylonit	abschließend

Dies gilt auch für den Absatz der Erze der biconi-Formation, die hauptsächlich in den Gängen III. und IV. Ordnung größere Erzfälle bilden und auf den Gängen V. und VI. Ordnung neben geringerer Häufigkeit auch kleinere streichende und fallende Erstreckungen sowie kleinere Mächtigkeiten aufweisen. Co-Ni-Arsenide wurden nur einmal auf einer Struktur II. Ordnung in einem Bereich, in dem Gänge III. Ordnung mit Co-Ni-Vererzung an diese Struktur anscharten, beobachtet.

Die einzelnen Gangformationen sind an bestimmte Streichrichtungen gebunden. Die Quarz-Wolframit-Gänge weisen herzynes Streichen ( $320-340^\circ$ ) auf, wie dies auch von BOLDUAN, HÖSEL & SIPPEL 1964 (34) für die Lagerstätte Aue-Lauter und von SILVERS 1941 (210) für die Lagerstätte Zschorlau beschrieben wird. Die Quarz-Scheelit-Gänge bevorzugen im Allgemeinen steil erzgebirgisches Streichen („Morgengänge“ mit einem Bereich von  $20-60^\circ$ ), treten aber in einigen Lagerstättenteilen auch auf herzyn streichenden Gängen auf. Im ersteren Falle bilden diese Gänge oft einen ausgedehnten Schwärm von geringmächtigen Gängen und Klüften (Abb. 10). In den Bereichen, in denen die Quarz-Scheelit-Gänge im Granit ausgebildet sind, sitzen sie auf Spalten, die der Q-Klüftung (HÖPFNER 1929 (83), RESCH & SALZER 1964 (180)) angehören.

Die Abfolgen der Quarz-Sulfid-Gänge (kb-Formation) sind auf zwei verschiedenen, räumlich getrennten Spaltensystemen ausgebildet. Die älteste Paragenese mit Arsenopyrit und Pyrit bevorzugt herzyn streichende Gänge, die später wiederbelebt wurden, während die Paragenesen der Zn-Cu-Abfolge sowohl auf herzyn als auch auf erzgebirgisch streichenden Gängen ausgebildet sind. Die letztere Richtung entspricht der der streichenden Störungen. Das Auftreten von Gängen der kb-Formation auf zwei verschiedenen Streichrichtungen wurde bereits von MÜLLER 1860 (135) beschrieben, der auch die räumliche Trennung der beiden Streichrichtungen erkannte, indem er erzgebirgisch streichende Gänge mit kb-Formation besonders im Gebiet von Oberschlema (Grube „König David“) und vom Revier Bärengrund der Lagerstätte Aue-Lauter anführt.

Die Paragenesen der kku-Formation bevorzugen herzyne Streichrichtung. Die Mineralisation der jüngeren Gangformationen ist auf den Spalten der kku-Formation entwickelt. Dabei werden die Spalten der kku-Formation von den jüngeren, teleskopartig innerhalb der kku-Formation aufsitzenden Gangformationen sowohl in der streichenden und fallenden Erstreckung als auch in der Mächtigkeit erweitert.

Wie von BARSUKOW, NAUMOW & SOKOLOWA 1963 (5) und von BERGER & MEICHNER 1965 (unveröff.) betont wird, erfolgte die Ausbildung der Gangspalten in den ersten Etappen der tektonischen Aufreißungen nicht durchgehend. So besitzen die älteren Abfolgen der kb-Formation auf den herzyn streichenden Gängen im Allgemei-

nen nur eine streichende und fallende Erstreckung von ca. 50 m. Die Verbreitung der Paragenesen der kku-Formation beträgt nur selten mehr als 300 m auf den einzelnen Gängen. Die Aufreißung und Ausbildung der Spalten erreichte ihren Höhepunkt zu Beginn der mgu-Formation, als sich die älter angelegten Bereiche zu großen durchgehenden Gängen entwickelten. Eine Neuanlage von Gängen erfolgte, sieht man von einigen  $340-360^\circ$  streichenden Gängen ab, zu Beginn dieser Formation nicht mehr. Mit dem Ende der mgu-Formation klang die Gangtektonik allmählich ab, wie dies bereits in den jüngeren Abfolgen der mgu-Formation, die auf den einzelnen Gängen nicht mehr durchgehend, sondern nur noch in bestimmten Bereichen entwickelt sind, zu erkennen ist. Ein gleiches Verhalten zeigen die Paragenesen der biconi-Formation. Besitzt die barytische Abfolge (eba-Abfolge) auf einigen Gängen III. Ordnung noch streichende Erstreckung von 100 bis ca. 250 m, so verringert sich die Erstreckung der jüngeren Abfolgen der biconi-Formation aufwerte von 100 m und weniger.

Noch geringer war die Intensität der Gangtektonik zu Beginn der ags-Formation, deren Paragenesen auf den Gängen streichende und fallende Erstreckung bis 50 m erreichen und nur noch lokalen Charakter besitzen.

Gegenüber den Gängen der Quarz-Wolframit-, der Quarz-Scheelit- und der kiesig-blendigen Formation (auf erzgebirgisch streichenden Systemen), die von jüngeren tektonischen Bewegungen fast nicht mehr berührt werden, erweisen sich die Gänge der kku- und der mgu-Formation gegenüber jungen Bewegungen noch als recht mobil.

Als Ursache für das Auftreten der saxonischen und alpidischen Tektonik in einem Gebiet, das durch das Dominieren von variszischen Elementen der Tektonik gekennzeichnet ist, kann man die geologische Lage des Untersuchungsgebietes anführen. Die Bewegungen saxo-nisch-alpiden Alters sind vor allem auf das Vorhandensein großer herzyn streichender und tiefreichender Lineamente, wie die Nejdek-Crimmitschauer Störungszone, zurückzuführen. Wie das fast völlige Fehlen von Paragenesen der fba-Formation zeigt, erfolgten im Untersuchungsgebiet während dieser Etappe keine wesentlichen tektonischen Bewegungen auf den Gangsystemen. Dagegen traten in der Zeit der Bildung der Eisen-Mangan-Gänge (e-Formation) starke tektonische Bewegungen vor allem auf den Strukturen I. und II. Ordnung auf. Der „Rote Kamm“ ist vollständig mit den Mineralen dieser Gangformation ausgefüllt und lässt in den Aufschlüssen keine Relikte älterer Gangformationen erkennen. Als annähernd gleichaltrig mit der e-Formation ist das Auftreten von jungem Quarz, der älteren Minerale, besonders Baryt, Fluorit, Kalzit, Dolomit u. a. pseudomorphosiert, auf einigen Gängen im granitnahen Bereich (Glimmerfelszone) anzusehen, das allerdings im Untersuchungsgebiet nur lokalen Charakter besitzt.

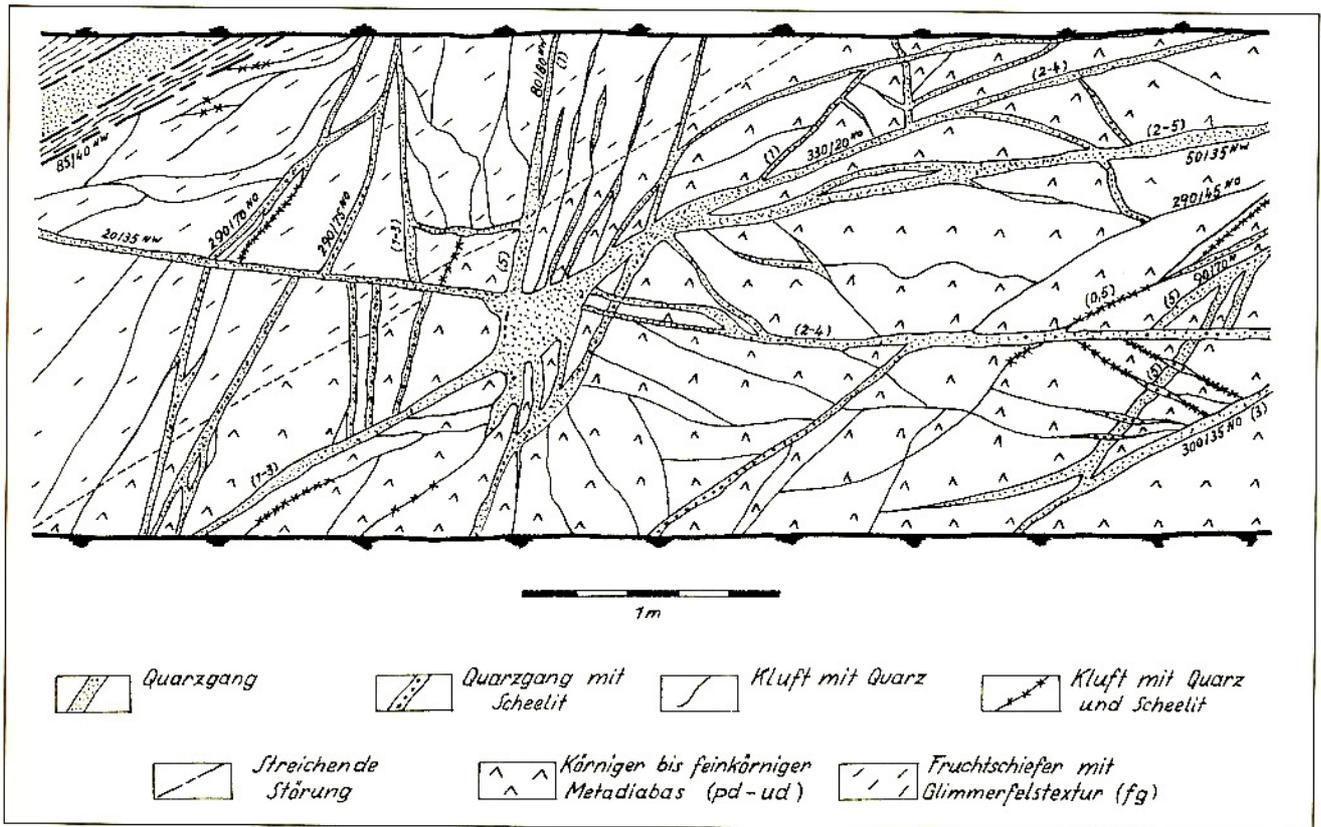


Abb. 10: Aufgetrümter Gangzug mit Trümmern der Quarz-Scheelit-Abfolge.  
Sohle -810 m, Querschlag 1208<sup>NO</sup>, 2-6 m NO von Str. 26<sup>SE</sup>

Zwischen und innerhalb der einzelnen Abfolgen der Gangformationen lassen sich im Untersuchungsgebiet noch eine Reihe von tektonischen Impulsen nachweisen, die lokale Verwerfungen besitzen und in der Kataklasierung einzelner Gangminerale zum Ausdruck kommen. Eine andere Form ihres Nachweises zeigt sich in der Bildung von Harnischen bei einigen Gangmineralen. Post-mineralisch treten noch tektonische Bewegungen auf, die sich in einer Mylonitisierung und in einem Durchreißen der Gänge äußern. Eine zusammenfassende Übersicht über die tektonischen Vorgänge im Untersuchungsgebiet ist in Tabelle 5 zusammengestellt.

Die Intensität der Spaltentektonik und die Verbreitung der Gangsysteme in den einzelnen Bereichen der Lagerstätte lassen eine deutliche Zonalität der Spaltenbildung im Untersuchungsgebiet erkennen, die von der Zonalität der Kontaktmetamorphose abhängig ist. So sind die Quarz-Wolframit- und die Quarz-Scheelit-Gänge nur im inneren Kontakthof verbreitet, wie dies Abb. 11 zeigt. Ebenso ist die kb-Formation auf den erzgebirgisch streichenden Gängen nur im inneren Kontakthof ausgebildet. Für die Gänge der kku-, mgu- und der jüngeren Gangformationen ist eine Verbreitung über das gesamte Untersuchungsgebiet charakteristisch, wobei allerdings die Intensität der Spaltenbildung und die Anzahl der Spalten in den einzelnen Zonen des Kontakthofes sich mit zunehmender Entfernung von der Granitoberfläche ver-

ringert. ATSCHEJEV 1966 (unveröff.) ermittelte folgendes Verhältnis der Anzahl der Spalten in einem bestimmten Bereich, das er als „spezifische Ganghäufigkeit“ bezeichnet, für die einzelnen Zonen des Kontakthofes:

Zone I	(innerer Kontakthof)	1,00
Zone II	(mittlerer Kontakthof)	0,39
Zone III	(mittlerer Kontakthof)	0,08
Zone IV	(äußerer Kontakthof)	0,00 n.

Die Zonalität in der Verbreitung der Gänge, die Erzminerale der biconi- und der ags-Formation führen, ergibt sich aus den Werten der Tabelle 6 (letzte Reihe). Die Gänge der biconi- und der ags-Formation sind nicht gleichmäßig über das Untersuchungsgebiet verteilt, sondern besonders häufig im äußeren Kontakthof, und zwar in Richtung zum inneren Kontakthof vorhanden. Die durchschnittlichen Werte für das Untersuchungsgebiet in den 100-m-Bereichen im Abstand vom senkrechten und vom horizontalen Granitabstand zeigen die Abbildungen 12 und 13.

In Tabelle 6 wurden noch die ermittelten Werte, die die vertikale Zonalität der Häufigkeit der Gänge der biconi- und der ags-Formation belegen, einbezogen. (Abb. 14 und 15). Die Auswertung des horizontalen Abstandes von der Granitoberfläche der Gänge der biconi- und der ags-Formation (Abb. 13 und 15) lässt die Häufung im

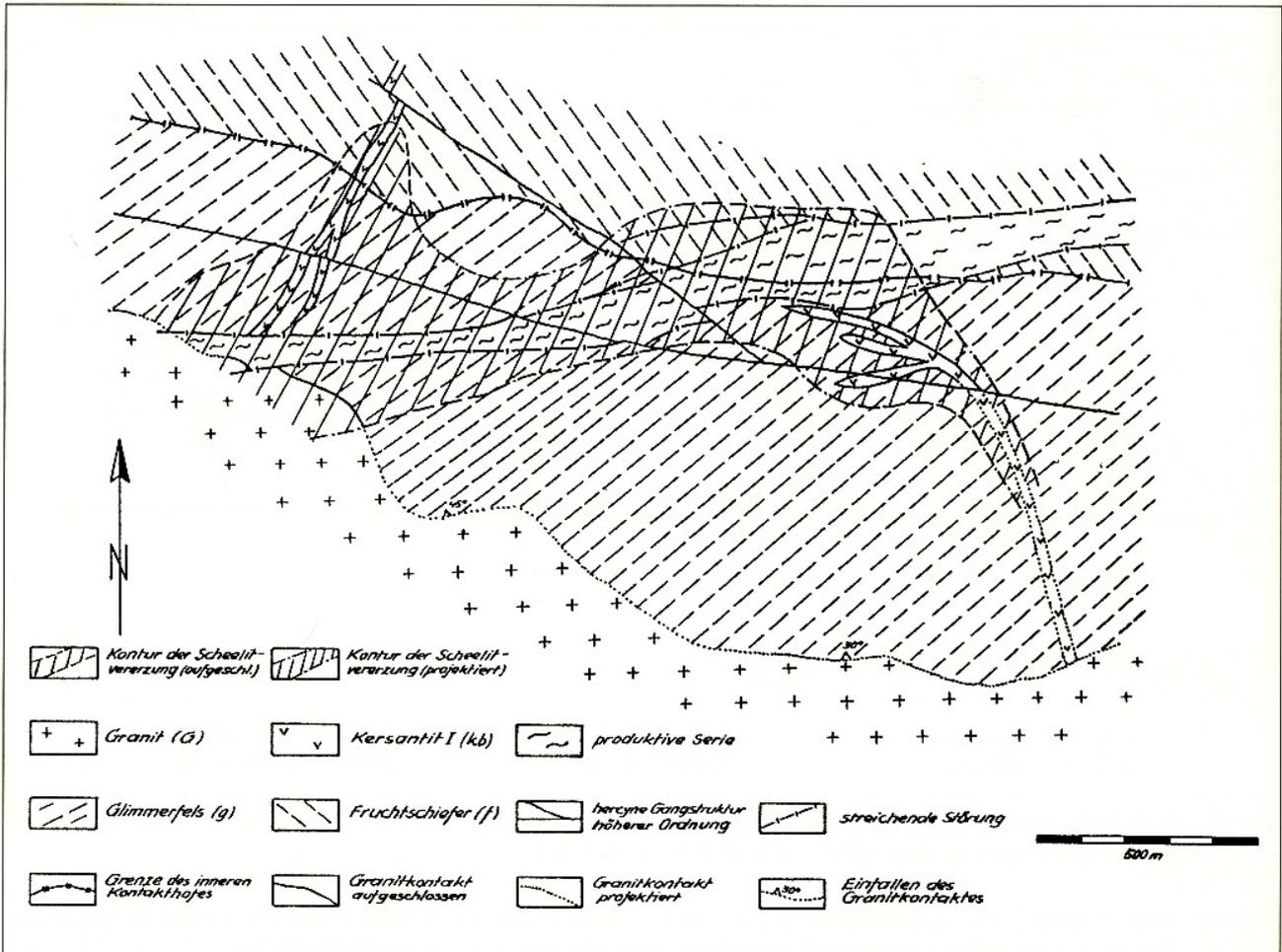


Abb. 11: Die Verbreitung der Quarz-Scheelit-Gänge („Erzknoten“) auf einer Sohle im Untersuchungsgebiet. Sohle -8W m.

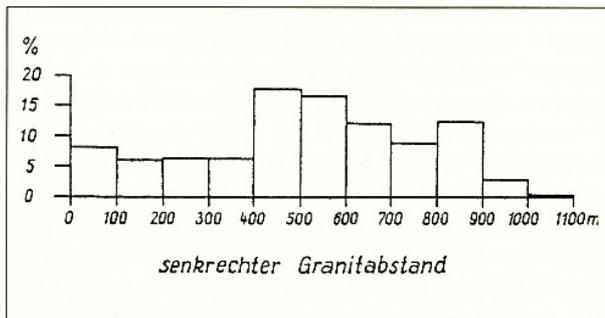


Abb. 12: Die Verteilung der Gänge mit Bi-Co-Ni und Ag-Vererzung in Abhängigkeit vom senkrechten Abstand zur Granitoberfläche im Untersuchungsgebiet

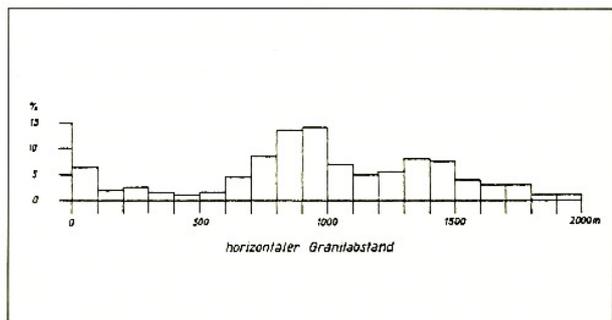


Abb. 13: Die Verteilung der Gänge mit Bi-Co-Ni und Ag-Vererzung in Abhängigkeit vom horizontalen Abstand zur Granitoberfläche im Untersuchungsgebiet

äußeren Kontakthof nicht so deutlich erkennen, wie dies bei der Auswertung des senkrechten Granitabstandes zum Ausdruck kommt. Die Auswertung des vertikalen Abstandes der Erzknoten zur Granitoberfläche der Gänge der biconi- und der ags-Formation deckt sich fast vollständig mit dem beim senkrechten Granitabstand erhal-

tenem Bild. Ein Teufenbereich in den Abb. 14 und 15 und in der Tabelle 6 umfasst eine seigere Teufe von 200 m. Die Verschiebung der Ganghäufigkeit mit der Teufe auf die Granitoberfläche ergibt sich aus dem SW-gerichteten Einfallen der Gänge und dem NE-gerichteten Einfallen der Granitoberfläche.

Abb. 14:

Die Häufigkeit der Gänge mit Bi-Co-Ni- und Ag-Vererzung in 100-m-Bereichen des Kontakthofes (senkrechter Abstand zur Granitoberfläche) und ihre Veränderung mit zunehmender Teufe (200-m-Bereich) im Untersuchungsgebiet

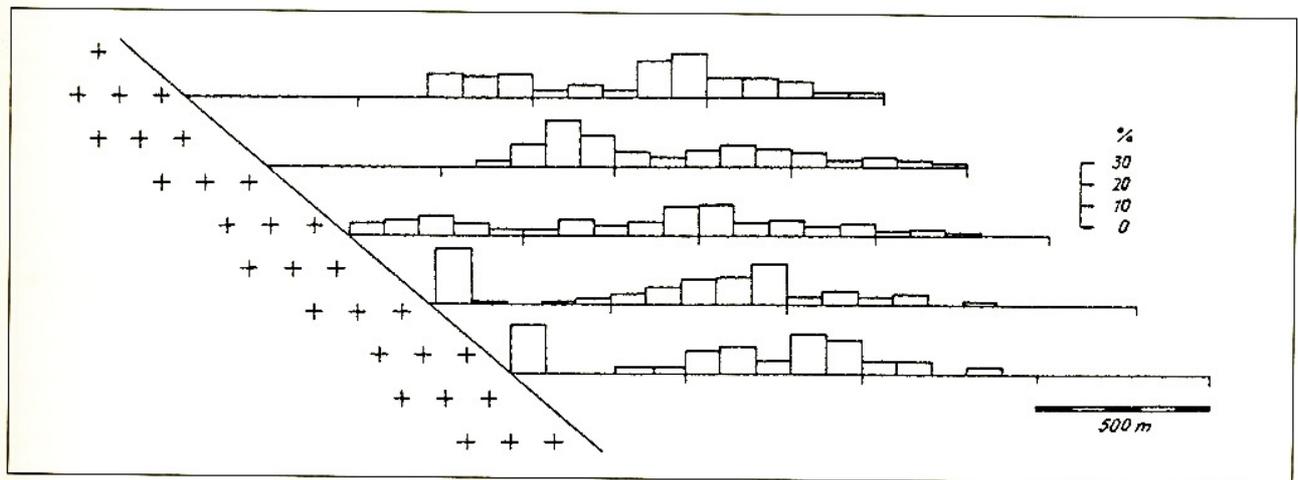
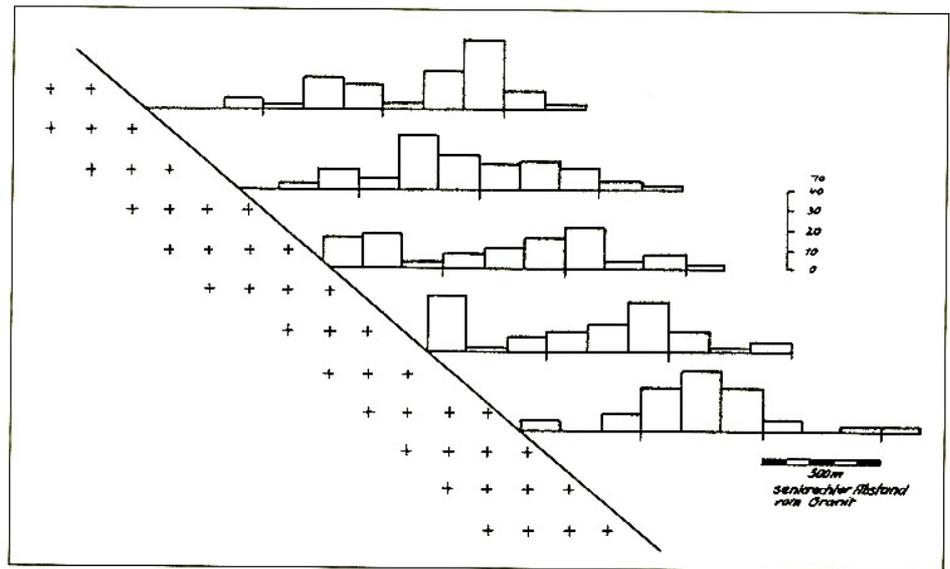


Abb. 15: Die Häufigkeit der Gänge mit Bi-Co-Ni- und Ag-Vererzung in 100-m-Bereichen des horizontalen Abstandes von der Granitoberfläche im Kontakthof und ihre Veränderung mit zunehmender Teufe (200-m-Bereich) im Untersuchungsgebiet

Tab. 6: Die Häufigkeit und vertikale Verteilung der Gänge mit Bi-Co-Ni- und Ag-Vererzung in den einzelnen Zonen des Kontakthofes

Teufenbereich	Anteil an der Gesamtzahl der Gänge (%)	senkrechter Abstand der Zonen von der Granitoberfläche <sup>1)</sup>			
		0-300 m	300-600 m	600-900 m	> 900 m
I	16,3	4,92)	29,1	55,2	10,6
II	37,3	12,12)	48,8	35,6	3,5
III	28,2	35,2	31,4	32,0	1,4
IV	13,8	36,5	46,2	17,3	0
V	4,4	15,2	72,7	9,1	3,0
<b>Untersuchungsgebiet gesamt</b>	<b>100,0</b>	<b>20,9</b>	<b>41,4</b>	<b>34,1</b>	<b>3,6</b>

- 1) Unter „senkrechtem Abstand von der Granitoberfläche“ wird der kürzeste Abstand eines Ganges bzw. eines Erzkpunktes von der Granitoberfläche, der annähernd senkrecht zu dieser ermittelt wurde, verstanden. Beispiele für die Ermittlung des senkrechten Abstandes eines Erzkpunktes von der Granitoberfläche zeigen die Abb. 130-132. Daneben wurden bei der Ermittlung des senkrechten Abstandes von der Granitoberfläche noch der horizontale und der vertikale Abstand eines Ganges bzw. eines Erzkpunktes von der Granitoberfläche bestimmt.
- 2) In diesem Bereich waren die Archivunterlagen nicht vollständig. Wahrscheinlich liegen diese Werte etwas höher und die anderen Werte verringern sich dadurch etwas.

### 3.2.5 Die Beziehungen zwischen Spaltentektonik und Nebengestein sowie der Einfluss der Kontaktmetamorphose auf diese

Das Untersuchungsgebiet ist, bedingt durch das Auftreten verschiedener chemisch und mechanisch sich unterschiedlich verhaltender Gesteine sowie durch enge Wechsellagerungen dieser Gesteine petrographisch sehr inhomogen aufgebaut. Dieser inhomogene Aufbau der Lagerstätte Schlema-Alberoda bedingt eine unterschiedliche Ausbildung und Verteilung der Gänge in den einzelnen Gesteinen. In den gegenüber tektonischen Beanspruchungen spröde reagierenden Gesteinen, wie Quarzite, Quarzitschiefer, alle Varietäten der metamorphen Diabase, Kersantite und Granite, ist eine Häufung der Gänge festzustellen. Die bessere Klüftigkeit dieser Gesteine äußert sich auch in einer besonderen Ausbildung und in einer stärkeren Auftrümerung der Gangsysteme. Demgegenüber zeigen die Gänge in den sich plastisch verhaltenden Gesteinen, wie bituminöse Schiefer, helle und dunkle Phyllite, häufig starke Lettenführung, Abnahme der Gangmächtigkeit und ein Verdrücken, so dass diese Gesteine weniger gut für die Bildung von Gangspalten geeignet sind.

Durch den Einfluss der Prozesse der Kontaktmetamorphose werden die auf tektonische Beanspruchungen plastisch reagierenden Gesteine in ihren physikalisch-mechanischen Eigenschaften verändert. Diese Veränderungen drücken sich besonders in der Erhöhung der Gesteinsfestigkeit und Spaltbarkeit, in der Zunahme der Bankigkeit, in der Verringerung der Schieferigkeit sowie in einer Kornvergrößerung der Gesteine aus und ermöglichen eine bessere Klüftung und damit die Erhöhung der Spaltenbildungsmöglichkeit. Am deutlichsten lassen sich diese Prozesse in der Serie der hellen Phyllite nachweisen. Sie sind aber auch in allen anderen Gesteinen des Untersuchungsgebietes, wenn auch nicht so deutlich wie in den hellen Phylliten, zu beobachten. Die plastisch wirkenden Phyllite zeigen im inneren Kontakthof, in dem sie als Glimmerfelse vorliegen, gegenüber kluft- und spaltentektonischer Beanspruchung ein sprödes Verhalten.

Die kontaktmetamorphe Überprägung der epizonalmetamorphen Gesteine besitzt im Untersuchungsgebiet für die Ausbildung der Kluft- und Gangsysteme die gleiche Bedeutung wie sie z. B. die katazonale Regionalmetamorphose für den Freiburger Lagerstättenbezirk aufweist. Ihre Bedeutung für die Veränderung der physikalisch-mechanischen Eigenschaften der Gesteine ist auch aus der Verringerung der Anzahl der Gangspalten mit zunehmender Entfernung von der Granitoberfläche (Abschnitt 3.2.4.) zu ersehen. Die nicht genügende Beachtung dieser Erscheinung bildet wahrscheinlich den Grund, dass zahlreiche Autoren, wie SCHUMACHER 1933 (202), OELSNER 1952 (148) u. a., die durch die kontaktmetamorphe Überprägung der Gesteine bedingten

räumlichen Beziehungen zwischen den Erzlagerstätten und den Granitmassiven im westlichen Erzgebirge mit einer genetischen Ableitung der Erzlagerstätten vom Granit gleichsetzten.

### 3.2.6 Die gegenseitige Beeinflussung der Gänge

Die erzgebirgisch streichenden Störungen als die ältesten Systeme werden bei der Anlage der herzyn streichenden Gänge II. bis III. Ordnung verworfen. Bei jüngeren, mineralischen bis postmineralischen Bewegungen auf den streichenden Störungen, die von herzyn streichenden Gängen verworfen sind, erfolgt in der Streichrichtung eine Fortsetzung der Struktur, die dann meist in nicht bituminösen Gesteinen angelegt werden. Dabei treten die jüngeren (Scher-) Bewegungen in der erzgebirgischen Streichrichtung als mylonitische Störungen in Erscheinung. Eine schematisierte Darstellung dieser Beziehungen zwischen erzgebirgisch und herzyn streichenden Systemen zeigt Abb. 16.

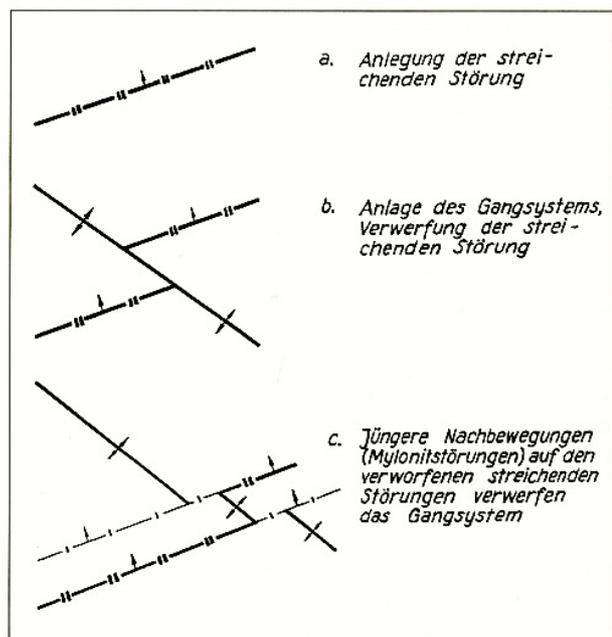
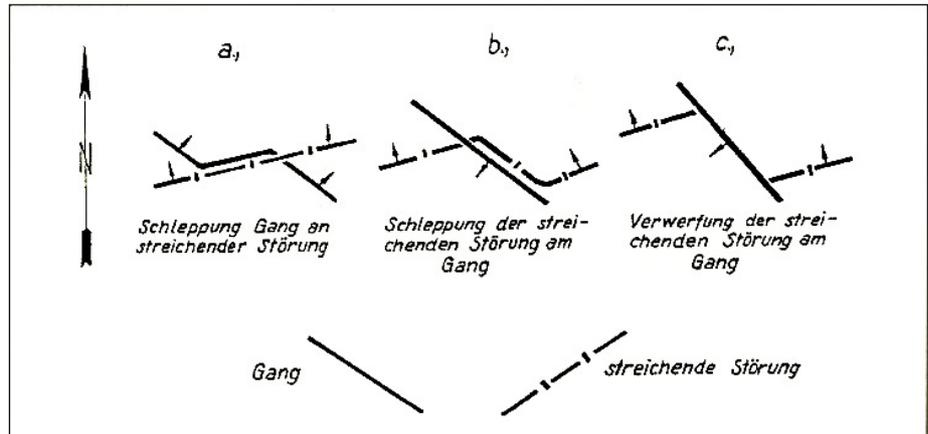


Abb. 16: Schematisierte Darstellung der Altersbeziehungen zwischen Erzgängen und streichenden Störungen

Während Gangkreuze im Untersuchungsgebiet relativ selten zu beobachten sind, spielt die Beeinflussung der Gangspalten an den Kreuzungs- und Scharungsbereichen mit streichenden Störungen eine bedeutende Rolle. Dabei lassen sich zwei Hauptrichtungen in den Beziehungen zwischen Gangspalten und den streichenden Störungen feststellen. Die eine Richtung umfasst die Erscheinungen, die bei Durchsetzen der Gänge II. und III. Ordnung von streichenden Störungen ausgebildet sind. Die Beziehungen zwischen den beiden Störungssystemen sind dabei besonders von der Streichrichtung der

Abb. 17:  
Schematisierte Darstellung  
des Einflusses der Streichrich-  
tung der herzynen Strukturen  
auf die Beziehung zu den  
streichenden Störungen in  
Kreuzungsbereichen



herzynen Strukturen abhängig. (Abb. 17) Bei einem flach herzynen Streichen der Gänge schleppen sich die Gänge an den streichenden Störungen. Besitzen die Gänge ein steileres Streichen, so werden die streichenden Störungen an den Gängen geschleppt. Bei steil herzyn streichenden Gängen werden die streichenden Störungen von den Gängen verworfen. Jüngere Bewegungen auf den streichenden Störungen können die Verhältnisse wesentlich komplizieren und umkehren.

An den Schnittpunkten mit den streichenden Störungen erfahren die herzyn streichenden Gänge eine meist fiederartig ausgebildete Auftrümerung, die sich in regelrechten Gang- bzw. Trümerzonen äußert und bei einigen Gängen sogar den Charakter eines Gangstockwerkes annehmen kann (ATSCHEJEV 1966 (unveröff.)). Gewöhnlich ist die Auftrümerung der herzyn streichenden Gänge im Liegenden der streichenden Störungen intensiver als im Hangenden der Störung entwickelt.

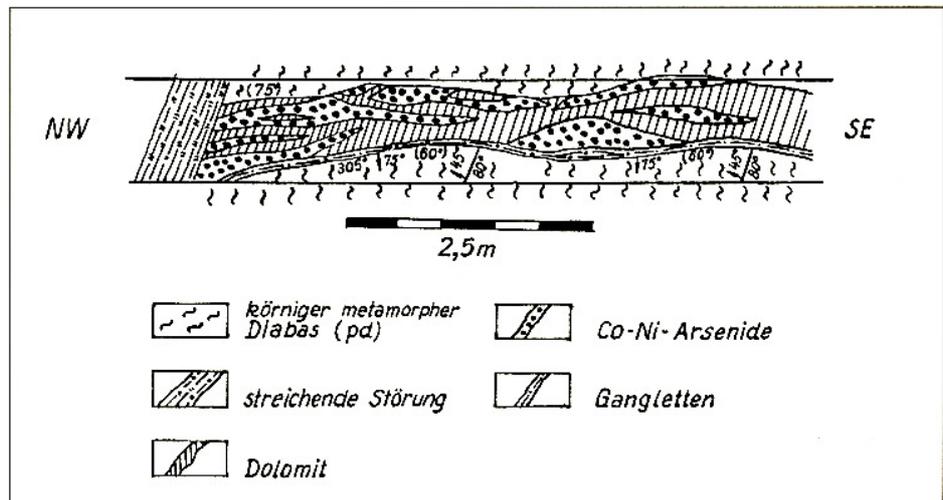
In der zweiten Hauptrichtung der Beziehungen zwischen den Gängen und den streichenden Störungen finden die Gänge an letzteren ihre Endschaft. Dieses Verhalten ist ganz besonders charakteristisch für die Gänge V. und VI. Ordnung, aber auch an Neben- und Paralleltrümmern von

Gängen III. Ordnung zu beobachten. Einige Beispiele zeigen die Abbildungen 18 und 19. Häufig wird bei den Endschaften der herzyn streichenden Gänge ein Teil des Ganginhaltes durch jüngere Bewegungen auf den streichenden Störungen in diese geschleppt und bildet in ihnen zerrissene, linsenartige Einlagerungen (Abb. 19).

### 3.2.7 Gangtexturen

Angaben über die Verwachsung und die Ausbildung der Mineralparagenesen in den Gängen werden von zahlreichen Bearbeitern der erzgebirgischen Ganglagerstätten wie MÜLLER 1860, 1895, 1901 (135, 138, 139), BECK 1909, 1912 (17, 18), BAUMANN 1958, 1965 (6, 9), OELSNER & KRÜGER 1959 (157), SCHULZ 1961 (198), HARLASS & SCHÜTZEL 1965 (71, 72) u. a. gemacht. BAUMANN 1965 (9) weist darauf hin, dass für die zwei Mineralisationszyklen bestimmte Gangtexturen typisch sind. So gibt BAUMANN 1965 für die Gangformation des 1. Mineralisationszyklusses im Freiburger Lagerstättenbezirk als charakteristische Gangtexturen Durchbewegungs- (Ruscheltyp), feinkörnige (eq-Typ), kompaktmassige (normaler kb-Typ) und Übergangstexturen (eb-Typ) an, während den 2. Mineralisationszyklus Lagen- oder Bänder-texturen (eba-fba-biconi-Typ) charakterisieren.

Abb. 18:  
Ein Gang der mgu- und  
biconi-Formation wird von  
einer streichenden Störung  
abgeschnitten.  
Schacht 66, Sohle -240 m,  
Strecke 6006°, Block 101,  
Höhe 8,0 m (Gang „Apo“  
Alberoda II“ mit Störung  
„Union“)



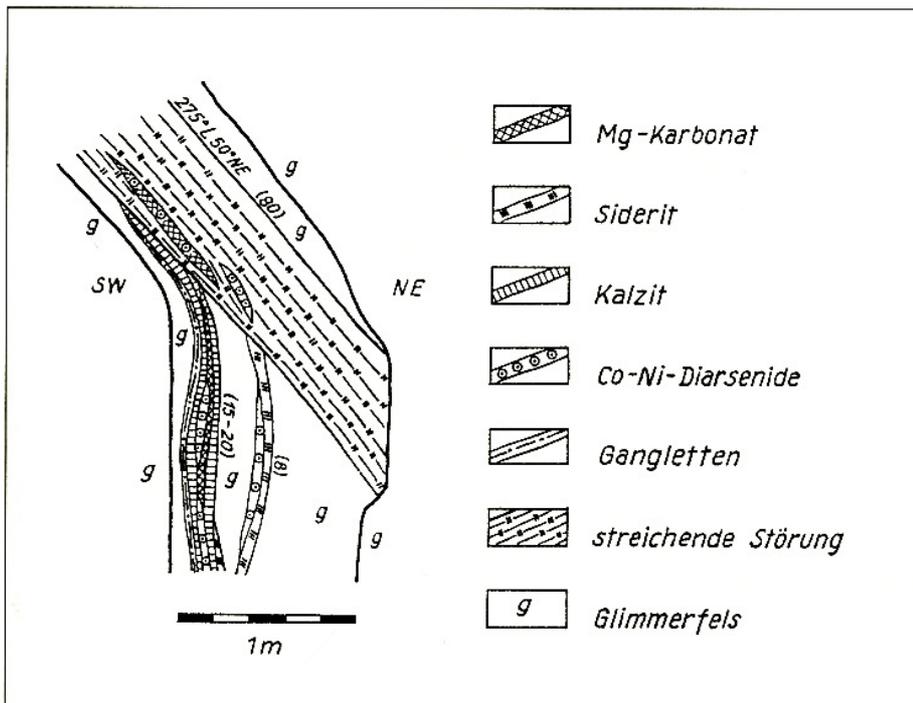


Abb. 19:  
Ein Gang der mgu- und biconi-Formation findet an einer streichenden Störung seine Endschaft. In letztere treten linsenartig eingelagerte Teile des Ganges auf. Schacht 38, Sohle -480 m, Gang „Sophie“ und Störung „Union“ Überhauen 11, NW-Stoß, 28-32 m

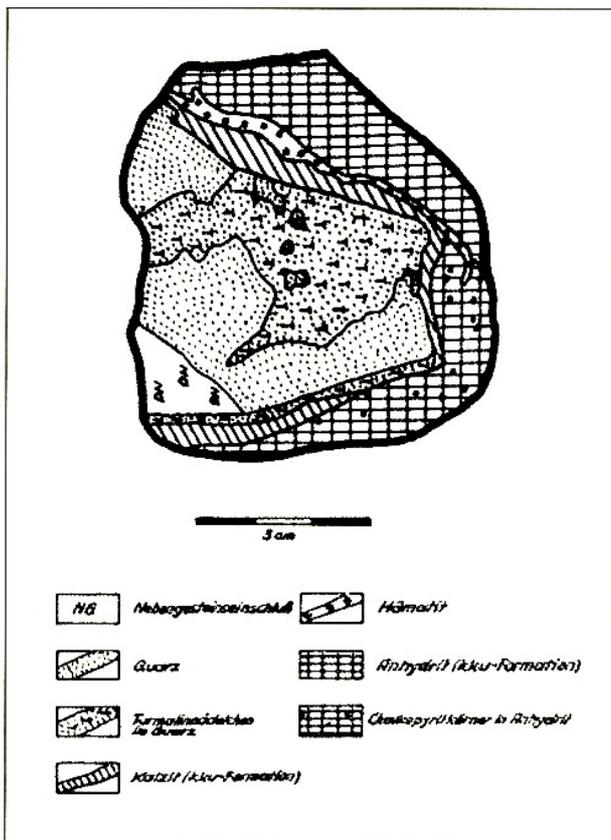


Abb. 20: Ein Gang der kku-Formation enthält Brekzien des Nebengesteins und eines älteren Quarz-Turmalin-Ganges. Schacht 371, Sohle -990 m, Gang „Dürre Henne“

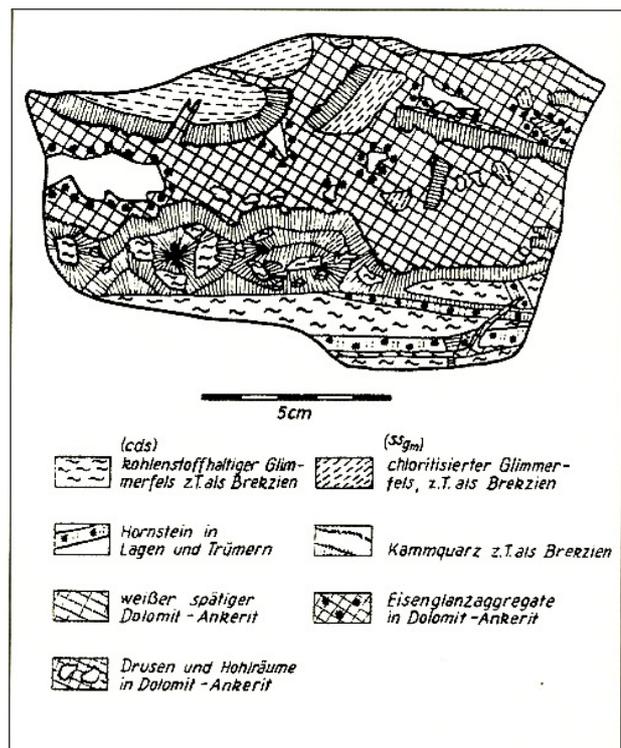


Abb. 21: Nebengesteinsbruchstücke sind in einem Gang der kku- und biconi-Formation eingelagert. Die Brekzienbildung zu Beginn jeder Gangformation ist deutlich ausgeprägt. Schacht 371, Sohle-1305 m, Strecke 10<sup>b</sup> aus Strecke 1 O/Feldstrecke 1751 bei 29 m, Ortsbrust, Höhe 0,5 m

Abb. 22:  
Harnischbildung auf Co-Ni-  
Arseniden der eba-Abfolge.  
Schacht 250, Sohle -330 m,  
Strecke 124, 6,0 m östlich  
vom Durchschuss in Strecke  
725, Gang „Schwerin II“  
Foto und Sammlung: FLACH



Abb. 23:  
Harnischbildung auf Co-Ni-  
Arseniden.  
Schacht 366, Sohle -390m,  
Strecke 2719, Gang „Alber-  
ode II“.  
Foto und Sammlung: FLACH



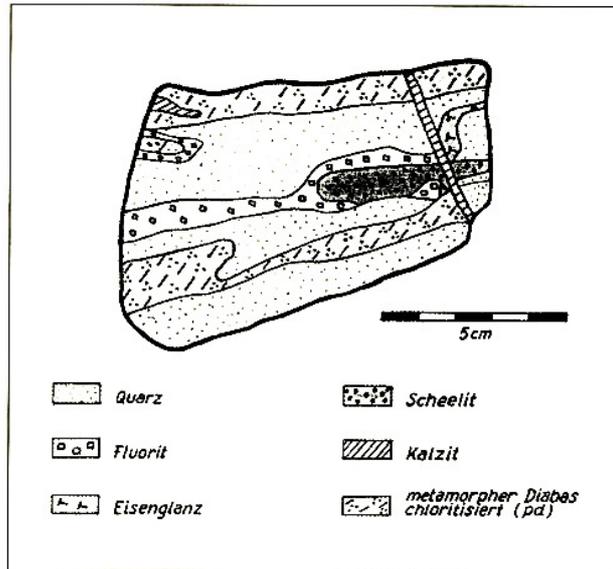


Abb. 24:  
Lagige Textur in einem Gang  
der Quarz-Scheelit-Abfolge.  
Schacht 371, Sohle -810 m,  
Querschlag 1207 4 m NO  
von Strecke 14



Abb. 25:  
Lagige Textur von Pech-  
blende und Dolomit mit  
Clausthalit in einem Gang  
der mgu-Formation,  
dse-Abfolge.  
Schacht 371, Sohle -1530 m,  
Zentralfeld, Abbaublock  
0336, Bereich Störung  
„Erna II Ost liegend“  
Foto und Sammlung: FLACH



Abb. 25a:  
Gelförmige und lagige Textur  
von Pechblende in Dolomit  
mit Clausthalit in einem  
Gang der mgu-Formation,  
dse-Abfolge.  
Schacht 371, Sohle -1530 m,  
Zentralfeld, Abbaublock  
0336, Bereich Störung  
„Erna II Ost liegend“  
Foto: W. Schreiber,  
Neu-Isenburg, Original  
in 3D-Flaumbildtechnik

Abb. 26:  
 Gelförmig ausgebildete  
 Uranpechblende.  
 Schacht 366  
 Foto und Sammlung: FLACH



Abb. 27:  
 Kammquarz der kku-Forma-  
 tion mit Gelltextur der mgu-  
 Formation, die aus lagigem  
 Geldolomit besteht.  
 Schacht 366, Sohle -1080 m  
 Foto und Sammlung: FLACH



Abb. 28:  
 Lagige Textur in einem Gang  
 mit Paragenesen der kku-,  
 mgu- und biconi-Forma-  
 tion (eba-Abfolge).  
 Schacht 13, Sohle -210 m,  
 Gang „Artillerie“

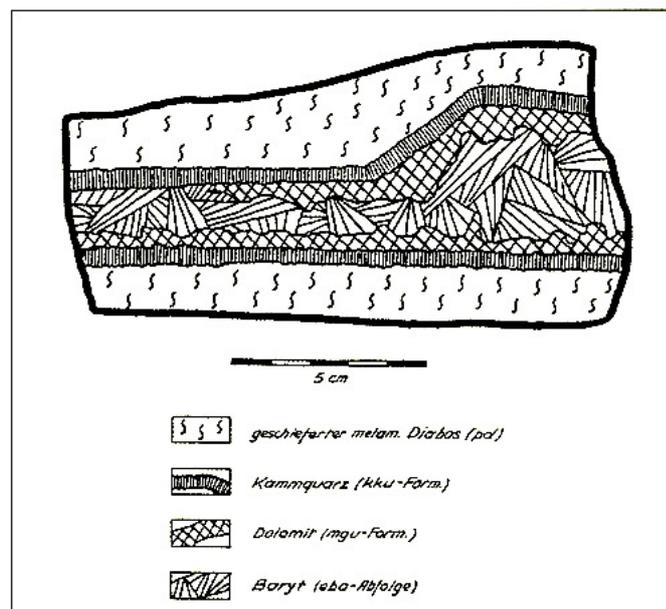




Abb. 29:  
Pseudomorphe Textur in  
einem Gang der kku- und  
mgu-Formation.  
Skalenoedrischer Kalzit  
der kku-Formation ist  
metasomatisch in Dolomit  
umgewandelt.  
Schacht 366  
Foto und Sammlung: FLACH

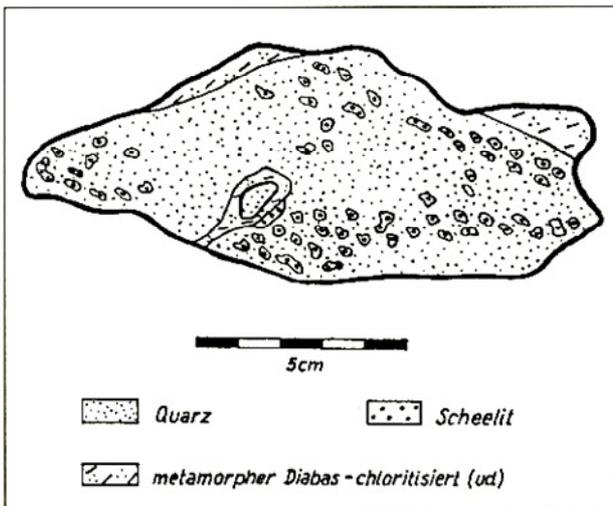


Abb. 30:  
Imprägnationstextur  
in einem Gang der  
Quarz-Scheelit-Abfolge  
(Die Originale  
der nachfolgenden Abb.  
31 und 32 sind nicht  
mehr erhalten. Es folgt  
deshalb Abb. Nr. 33)

Im Untersuchungsgebiet liegen in den einzelnen Gangformationen komplizierte Gefügeformen vor. Massige Texturen treten besonders in den älteren Gangformationen (Quarz-Scheelit-Abfolge, kb-Formation) auf. Sie sind auch innerhalb der Paragenesen der biconi-Formation ausgebildet und werden in dieser auch von VIEBIG 1912 (238), BECK 1912 (18) und von TOLLE 1964 (231) erwähnt. Formen der Durchbewegungstextur und brekziöse Bildungen sind in allen Gangformationen häufig zu beobachten, wobei unter den Bruchstücken in den Gängen Nebengesteinseinschlüsse vorherrschen und Bruchstücke der älteren Mineralisation innerhalb der jüngeren Gangformationen weniger häufig auftreten (Abb. 20 und 21). Mylonitische Texturen und Harnischbildungen (Abb. 22 und 23) sind in fast allen Gangformationen ausgebildet. Lagige Texturen sind in angedeuteter Form in den Gängen der Quarz-Scheelit-Abfolge (Abb. 24) vorhanden. Sie sind für die Gänge der

kku- (Abb. 25) und der mgu-Formation die charakteristischen Texturen. TOLLE 1964 (231) führt diese Ausbildung auch für die arsenidische quarzige Abfolge der biconi-Formation an. HARLASS & SCHÜTZEL 1965 (72) erwähnen für die Gänge der mgu-Formation eine bilateral-symmetrische Textur, die aber auch in den Gängen der kku-Formation ausgebildet ist. Mit der lagigen Textur sind häufig gelförmige Minerausscheidungen wie Pechblende (Abb. 26) in der kku- und „Geldolomite“ in der mgu-Formation (Abb. 27) verknüpft. Diese Texturen sind auch für die teleskopierte Ausbildung von mehreren Abfolgen in einem Gang charakteristisch (Abb. 28). Innerhalb der eba-Abfolge und der biconi-Formation sind lagige Texturen seltener zu beobachten. Besonders typische Gefügezeichen bilden pseudomorphe Formen in der von der mgu-überprägten kku-Formation (Abb. 29) und der Abfolge des jungen Quarzes (e-Formation).

Der Imprägnationstyp wird in den Gängen der Quarz-Scheelit-Abfolge (Abb. 30), seltener in denen der kb-Formation beobachtet. Er ist besonders typisch für die Selenid-Abfolge der mgu-Formation. Imprägnationstexturen treten außerdem bei dem Typ der „dispersen“ Verteilung der Erzminerale in der karbonatischen Abfolge der biconi-Formation auf. Sie sind auch in den Paragenesen der ags-Formation ausgebildet. Drusige Textur ist nur in den Gängen zu beobachten, die jünger als die kb-Formation sind.

## 4 Die Mineralisation des Untersuchungsgebietes

Die Lagerstätte Schlema-Alberoda ist ein typischer Vertreter der im Erzgebirge ausgebildeten polymetalischen Ganglagerstätten mit mehreren unterschiedlich alten Mineralisations- und Vererzungsfolgen. Die einzelnen Gangformationen, die in den erzgebirgischen Lagerstätten von WERNER 1791 (247), FREIESLEBEN 1843, 1844 (62), MÜLLER 1850, 1860, 1869, 1890, 1895, 1901, 1909 (132, 133, 135, 136, 137, 138, 139, 140), DALMER 1895, 1896 (47, 48), VIEBIG 1905 (238), BECK 1909, 1912 (17, 18), JAFFE 1912 (85), KUDIENKA 1918 (104), KRAUS 1916 (103), SCHUMACHER 1920, 1933, 1936 (201, 202, 203), ZÜCKERT 1926 (261), KEIL 1927, 1931, 1933 (94, 95, 96), ZIMMER 1936 (260), PUFFE 1938 (170), SCHNEIDER 1938 (193), OELSNER 1930, 1952, 1958, 1961 (146, 148, 149, 150, 152, 153), SCHRÖCKE 1954 (195), TISCHENDORF 1955 (224), BAUMANN 1958, 1965, 1967 (6, 9, 10), BERGER 1957 (21), MRNA & PALVU 1958, 1960, 1963, 1964 (127, 128, 129, 130), KRAFT 1959 (102), MÜLLER 1959 (131), QUELLMALZ 1959 (172), OELSNER & KRÜGER 1959 (157), MRNA 1960, 1963, 1967 (122, 123, 124, 125, 126), BARSUKOW, NAUMOW & SOKOLOWA 1963 (5), BOLDUAN, HÖSEL & SIPPEN 1964 (34), TOLLE 1964 (231), HARLASS & SCHÜTZEL 1965 (71, 72), CHRT, BOLDUAN und Mitarb. 1966, 1968 (42, 43), BARSUKOW, BELJAJEW, SJERGEWA & SOKOLOWA 1967 (4) u. a. beschrieben wurden, sind auch im Untersuchungsgebiet in unterschiedlichem Maße ausgebildet. Die folgende Beschreibung der Mineralisation des Untersuchungsgebietes wird im Wesentlichen entsprechend dem relativen Alter der einzelnen Gangformationen gegeben.

### 4.1 Die Paragenesen der pneumatolytisch-hydrothermalen Frühmineralisation

Unter „pneumatolytisch-hydrothermalen Frühmineralisation“ werden die in der Literatur unterschiedlich bezeichneten ältesten Gangbildungen der erzgebirgischen Lagerstätten verstanden. Hierunter fallen die Paragenesen der Quarz-Kassiterit-, der Quarz-Wolframit- und der Quarz-Scheelit-Gänge. Ferner werden in diesen Begriff

solche Bezeichnungen wie Quarz-Turmalin-, Quarz-Feldspat-, Quarz-Fluorit- (nur zum Teil) und sogenannte „taube“ oder „reine“ Quarzgänge, die zu einem bedeutenden Teil nur erzfreie Ausbildungen der oben angeführten Gangformationen darstellen, einbezogen. Diese Gänge sind im Anschluss an die Erstarrung der palinogenen granitischen Magmen entstanden und stellen deren Restkristallite dar. Für die aufgeführten Gangformationen ist eine enge räumliche und zeitliche Bindung an die Endokontaktbereiche und an die innersten Exokontaktbereiche der Granite charakteristisch.

#### 4.1.1 Die Mineralisation der Quarz-Kassiterit-Gänge (z- bzw. qz-Formation)

Die Bildungen, die Kassiterit als ältestes Erzmineral in anderen erzgebirgischen Lagerstätten führen, sind im Untersuchungsgebiet bisher nicht nachgewiesen. In der näheren Umgebung der Lagerstätte Schlema-Alberoda wurden sie von MÜLLER 1860 (135) und DALMER 1895 (47) aus der Lagerstätte Aue (Revier Heideisberg) und im Schneeberger Erzbezirk im Endo- und im innersten Exokontakt des Eibenstocker Granites beschrieben. In diesen Revieren überwiegen die Gangbildungen gegenüber dem Greisentyp.

#### 4.1.2 Die Mineralisation der Quarz-Wolframit-Gänge (qw-Formation)

Die allgemein als tiefpneumatolytisch angesehenen Quarz-Wolframit-Gänge, die im Erzgebirge von OELSNER 1944, 1952 (147, 149), BOLDUAN 1954, 1963 (31, 32), HÖSEL 1959 (84), BAUMANN 1962 (7), BAUMANN & TÄGL 1963 (13), BOLDUAN & HOFFMANN 1963 (33), BOLDUAN, HÖSEL & SIPPEN 1964 (34), BOLDUAN & SIPPEN 1964 (35) u. a. beschrieben wurden, schließen sich an die Bildungen des Quarz-Kassiterit-Stadiums an.

Im Untersuchungsgebiet treten Quarz-Wolframit-Gänge nur vereinzelt im innersten Kontakthof des Granites von Aue und Oberschlema (Gleesberg) auf und führen Wolframit nur in unbedeutenden Mengen. In der Umgebung der Lagerstätte Schlema-Alberoda sind sie wesentlich häufiger anzutreffen und wurden aus der Lagerstätte Aue-Lauter von HÖSEL 1959 (84), BOLDUAN, HÖSEL & SIPPEN 1964 (34) und von HARLASS & SCHÜTZEL 1965 (71), Zschorlau von OELSNER 1952 (149) und von SILVERS 1941 (210), Griesbach und Weißbach von OELSNER 1952 (149) beschrieben.

In der Mehrzahl liegen diese Gänge im Untersuchungsgebiet jedoch, wie dies bereits von MÜLLER 1860 (135) und von DALMER 1895 (47) für die Schneeberger Lagerstätte (in engerem Sinne) angegeben wird, als „taube“ bzw. „reine“ Quarzgänge vor, die sich von ähnlichen Quarzgängen nur durch den Fettglanz des Quarzes unterscheiden.

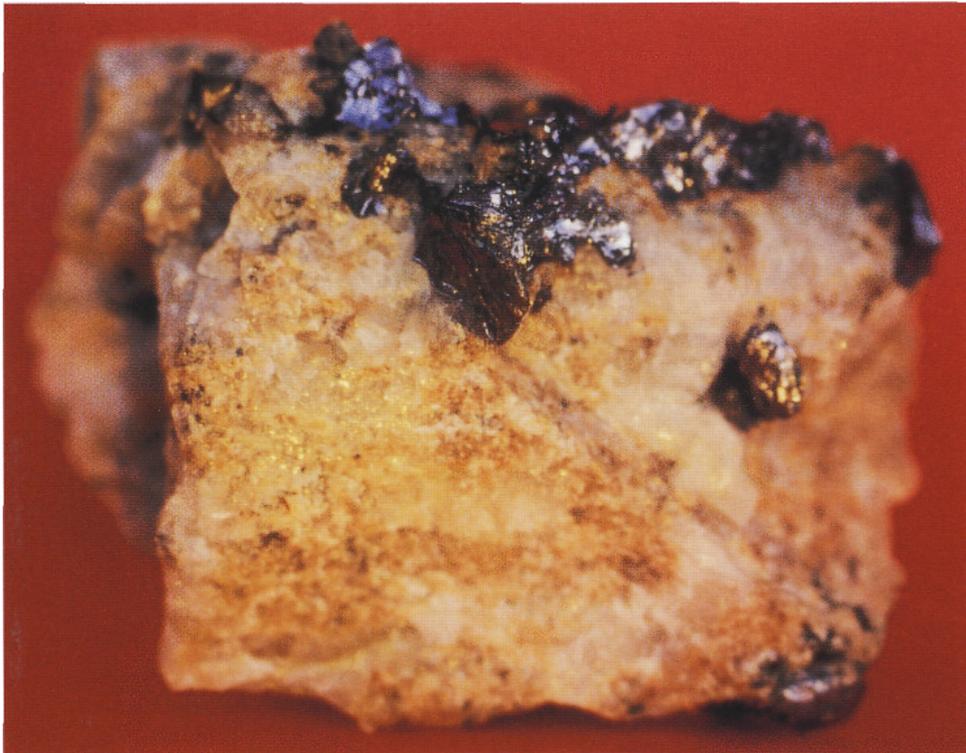


Abb. 33:  
Molybdänit in Aplit und  
Quarz.  
Schacht 371, Sohle -1665 m,  
Feldstrecke 2151<sup>W</sup>/  
Querschlag 2161.  
Foto und Sammlung: FLACH

Das Wolframit bildet einzelne kleine Leisten in Quarz. In Gängen, die im granitnahen Bereich oder im Granit auftreten, ist mitunter Molybdänit vorhanden (Abb. 33). In den Mo-führenden Quarzgängen konnte Wolframit bisher nicht beobachtet werden. Außer Fettquarz, Wolframit und Molybdänit wurde in den Quarzgängen noch Muskovit festgestellt, während die aus Wolframit hervorgegangenen Minerale Scheelit, Hübnerit und Ferberit (RAMDOHR 1947 (175) sowie gediegen Wismut und Bismuthinit, die nach OELSNER 1952 (149) bereits einer hydrothermalen Nachphase zuzuordnen sind, im Untersuchungsgebiet nicht nachgewiesen wurden.

#### 4.1.3 Die Mineralisation der Quarz-Scheelit-Gänge (qs-Formation)

Scheelit aus hydrothermalen Gängen des Erzgebirges, die kein Wolframit führen, wurden bisher nur von FRENZEL 1874 (63) BERBERICH 1914 (20) und KIRSCH 1956 (98) aus dem Schwarzenberger Lagerstättenbezirk erwähnt. Aufgrund der mineralogischen Besonderheiten und der Seltenheit dieses Minerals fanden diese Gänge in der Vergangenheit kaum Beachtung oder eine Bearbeitung. In den letzten Jahren wiesen KURDJUKOW & FEIRER 1963 (106) in verskarnten Gesteinen des Exokontakts des Bergener Granitmassivs im Vogtland und GALILÄER, HÖSEL & UTECHIN 1964 (67) in den Skarnvorkommen von Pöhla ein häufigeres Auftreten von Scheelit nach, wobei in letzterem Gebiet auch Quarz-Scheelit-Gänge ausgebildet sind.

Im Untersuchungsgebiet wurden Quarz-Scheelit-Gänge in größerer Anzahl von LIPP 1963 (unveröff.), RESCH &

SALZER 1964 (180) und von BRANDT & SCHUBERT 1965 (37) nachgewiesen. Dabei wurden zum Nachweis des Scheelits die Fluoreszenzeigenschaften dieses Minerals ausgenutzt, da Scheelit aufgrund seiner wenig auffälligen Eigenschaften in den Quarzgängen leicht übersehen werden kann, was sicher in der Vergangenheit öfters passierte. An der mineralogischen Zusammensetzung der Quarz-Scheelit-Gänge beteiligt sich lokal tiefpneumatolytischer „Fettquarz“, der meist deutlich durch eine Neuaufreißung der Gangspalte von der jüngeren hydrothermalen Abfolge getrennt ist. Der Quarz dieser Gänge liegt in körniger Ausbildung vor und ist aufgrund seiner Ausbildung als „Milchquarz“ zu bezeichnen.

Untergeordnet sind im Quarz noch Chlorit, Albit und Kalifeldspat eingewachsen, die meist nur in mikroskopischen Korngrößen vorliegen. Der Quarz überdauert fast die gesamte Ausscheidungsfolge der Quarz-Scheelit-Abfolge.

Außerordentlich selten und nur in geringen Mengen tritt, meist in Salbandnähe, in den Quarz-Scheelit-Gängen als hydrothermale Bildung, Frankolith auf. Dieses Mineral bildet winzige Körnchen oder Lagen, deren Größe weniger als 1 mm beträgt und die apfelsinenfarbige Fluoreszenz aufweisen. Nachdem Frankolith aufgrund der optischen Daten als ein Glied der Apatitgruppe erkannt wurde, konnte er auch in einem quarzreichen Präparat röntgenographisch bestimmt werden. Die Altersbeziehungen zu den silikatischen Mineralen der  $q^s$ -Abfolge sind nicht abgeschlossen. Frankolith ist gegenüber Muskovit eine jüngere Bildung. Seine Ausscheidung erfolgte vor der des Scheelits.

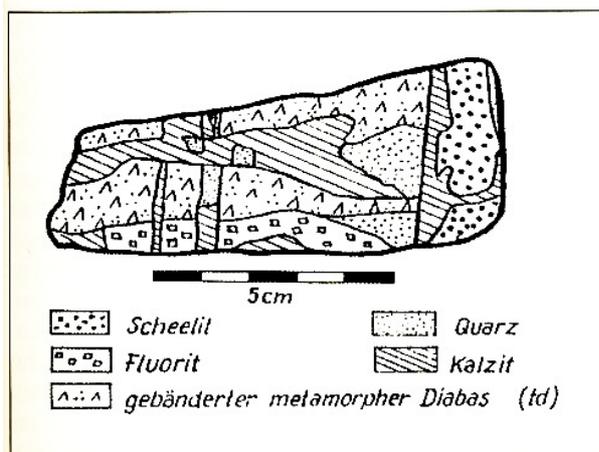


Abb. 35 Ein Gang der Quarz-Scheelit-Abfolge führt Scheelit, Fluorit und Kalzit.  
Schacht 366, Sohle -810 m

Der Scheelit ist meist feinkörnig ausgebildet (Abb. 30) und in Quarz eingesprengt. Meist tritt er in schnurartig angehäuften Einlagerungen auf, die selten bis 2 cm groß werden (Abb. 35). Er ist farblos bis weiß ausgebildet und zeigt nur selten schwach gelbliche oder rötliche Tönungen. Sehr selten tritt umgelagerter jüngerer Scheelit auf Spaltrissen in Kalzit auf. Der Fluorit folgt auf Scheelit und ist ebenfalls feinkörnig ausgebildet. Häufig ist er farblos oder schwach grünlich bis bläulich getönt. Fluorit zeigt eine gegenüber Scheelit schwächere blaue Fluoreszenzfarbe. Er umlagert Scheelit (Abb. 24) oder bildet kleine Körner oder geringmächtige Lagen in Quarz. Manchmal führt Fluorit auch wurmförmig ausgebildete Chloritaggregate. Gegenüber Quarz, Albit, Kalifeldspat und weniger stark gegen Scheelit tritt Fluorit als Verdränger auf.

Ein charakteristisches Mineral der Quarz-Scheelit-Gänge ist Kalzit, der mengenmäßig hinter Quarz folgt. Er ist in diesen Gängen eine junge Bildung und meist grob-spätig bis körnig ausgebildet. Megaskopisch zeigt Kalzit bei weißer Farbe rötliche bis rote Fluoreszenz, deren Intensität zwischen der des Scheelits und der des Fluorits liegt.

Kalzit bildet Lagen in den zentralen Gangteilen, füllt aber auch Risse und Klüfte, die quer zum Gangstreichen ausgebildet sind, aus. Mikroskopisch ist er stets verzwilligt (Abb. 36), wobei manchmal mehrere Richtungen der Verzwilligung zu beobachten sind. Quarz, Albit, Kalifeldspat, Scheelit und Fluorit werden von Kalzit intensiv verdrängt, wobei die Verdrängung häufig von Rissen ausgeht.

Die altersmäßige Zugehörigkeit des Kalzits (älter als kb-Formation!) zu den Quarz-Scheelit-Gängen erscheint noch nicht vollständig gesichert, da die Altersbeziehungen zu den weiter unten aufgeführten Sulfiden nicht aufgeschlossen sind. Ebenso sind keine Aufschlüsse vorhanden, die die Beziehungen der Quarz-Scheelit-Gänge mit Kalzit zu den jüngeren kalzitführenden Gängen, wie z. B. der kku-Formation, eindeutig aufzeigen. Der Kalzit der Quarz-Scheelit-Gänge weist in seiner Ausbildung Ähnlichkeiten mit dem von HARLASS & SCHÜTZEL 1965 (72) beschriebenen Kalzit der kku-Formation auf. Die Kalzite beider Gangtypen besitzen gleiche Körnigkeiten sowie gleiche Fluoreszenz- und Thermolumineszenzeigenschaften (HARLASS, 1966, mündl. Mitt.). Der Kalzit der Quarz-Scheelit-Gänge ist dagegen mikroskopisch wesentlich stärker verzwilligt und führt, allerdings selten, umgelagerten Scheelit, der im Kalzit der kku-Formation bis-

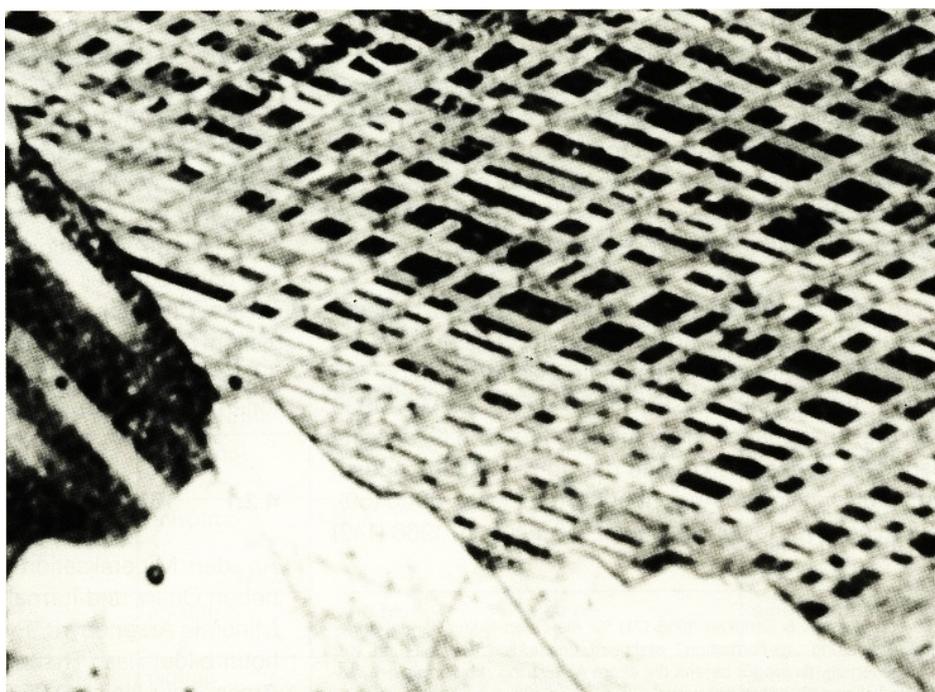


Abb. 36:  
Kalzit der Quarz-Scheelit-Gänge mit Zwillingslamellierung (Durchlicht, x Nic., 88x)

her nicht beobachtet wurde. Von den wesentlich jüngeren Kalziten der biconi- und der ags-Formation lässt sich der Kalzit der Quarz-Scheelit-Gänge eindeutig unterscheiden.

In den Quarz-Scheelit-Gängen sind selten geringe Mengen von Pyrit, Sphalerit und Galenit zu beobachten, die jünger als Quarz und Scheelit sind und feinkörnige, trümchenartige Einlagerungen in Quarz bilden. Während bei dem Auftreten dieser jüngeren, der kb-Formation zuzuordnenden Sulfide im allgemeinen die Quarz-Scheelit-Gänge keinen Kalzit führen, konnte in einem Falle die Durchtrümerung des Kalzits durch Pyrit beobachtet werden. Zu diesem Gangtyp sind die erwähnten Quarz-Feldspat- und zum Teil auch Quarz-Fluorit-Gänge zu stellen, die als scheelitfreie Ausbildung dieser Abfolge angesehen werden.

#### **4.2 Die Paragenesen der Quarz-Sulfid-Gänge (kb-Formation)**

In allen größeren erzgebirgischen Lagerstätten sind Quarz-Sulfid-Gänge ausgebildet, wenn auch die Häufigkeit ihres Auftretens in den einzelnen Lagerstätten sehr unterschiedlich ist. In einigen Lagerstätten des Erzgebirges stellen die Gänge der kiesig-blendigen Bleierz-(kb-) Formation die ältesten hydrothermalen Bildungen dar. Besonders gut sind die Gänge im Freiburger Lagerstättenbezirk untersucht und von MÜLLER 1901 (139), OELSNER 1930, 1952 (146, 150), LEUTWEIN & HERRMANN 1954 (112), TOLLE 1955 (230), BAUMANN 1958, 1965 (6, 9), KRAFFT 1959 (102), SCHRÄGE 1962 (194) u. a. beschrieben. Im mittleren und westlichen Erzgebirge liegen meist ältere Bearbeitungen von MÜLLER 1850, 1860, 1895 (133, 135, 138), DALMER 1895 (47), VIEBIG 1905 (238), BECK 1912 (18) und KUDIELKA 1918 (104) vor, während eingehendere neuere Untersuchungen, sieht man von einigen Bemerkungen bei OELSNER 1958 (152), BERGER 1957 (21), OELSNER & KRÜGER 1959 (157), DYMKOW 1960 (59), SCHULZ 1961 (198), BARSUKOW, NAUMOW & SOKOLOWA 1963 (5), BOLDUAN, HÖSEL & SIPPEL 1964 (34), HARLASS & SCHÜTZEL<sup>4</sup> 1965 (71) ab, fast vollständig fehlen.

Im Freiburger Lagerstättenbezirk wurde innerhalb dieser Mineralisationsperiode noch die „edle Quarzformation“ (eq-Formation) als eine selbständige Gangformation von MÜLLER 1901 (139), OELSNER 1952 (150), ZIMMER 1936 (260) u. a. ausgehalten, die von BAUMANN 1965 (9) als eine besondere Fazies der kb- und der eb-Formation angesehen wird. Die gleiche Ansicht äußerte DYMKOW 1960 (59). Neuerdings wurde von NETSCHAJEW & FRITZSCH 1966 (142)

im Gebiet Geyer-Hormersdorf eine antimonführende sulfidische Vererzung beschrieben, die von den Autoren als ein silberfreies Äquivalent der eq-Formation gedeutet wird.

Im Schneeberger Lagerstättenbezirk besaßen die Gänge der kb-Formation nie eine größere wirtschaftliche Bedeutung. Ihre Erze wurden zeitweise als Begleitkomponenten mitgewonnen. Die Quarz-Sulfid-Gänge treten im Untersuchungsgebiet in räumlich getrennten Bereichen auf und lassen sich in eine granitnahe Gruppe, wie sie bereits von MÜLLER 1860 (135) von Oberschlema (Grube „König David“ am Gleysberg-Granit) beschrieben wurde, und in eine granitfernere Gruppe, die z. B. aus dem Revier Bärengrund der Lagerstätte Aue-Lauter von MÜLLER 1860 (135), BOLDUAN, HÖSEL & SIPPEL 1964 (34) und von HARLASS & SCHÜTZEL 1965 (71) erwähnt wird, trennen.

Diese beiden Gruppen unterscheiden sich im Untersuchungsgebiet Schlema-Alberoda in tektonischer Hinsicht und in ihrer Mineralparagenese. Während die Gänge im granitnahen Bereich auf den erzgebirgisch streichenden Störungen ausgebildet sind und kaum Überprägungen durch jüngere Gangformationen aufweisen, zeigen die granitferneren Gänge der kb-Formation herzynes Streichen und werden fast stets von jüngeren Mineralabsätzen korrodiert und teilweise auch umgelagert.

Die von BAUMANN 1958, 1965 (6, 9) vorgenommene Untergliederung der Mineralisation der kb-Formation in eine kiesige, eine Zn-Sn-Cu- und eine Pb-Abfolge lässt sich auch im Untersuchungsgebiet auf die auftretenden Quarz-Sulfid-Gänge übertragen. RYSHOW 1965 (unveröff.) hält entsprechend der in den Gängen der kb-Formation ausgebildeten Mineralisation folgende Mineralassoziationen aus:

1. Quarz-Arsenopyrit-Assoziation,
2. Quarz-Pyrit-Assoziation,
3. Arsenopyrit-Bornit-Sphalerit-Fahlerz-Assoziation,
4. Chalkopyrit-Assoziation,
5. Chalkopyrit-Sphalerit-Galenit-Assoziation.

Von diesen Assoziationen gehören die beiden ersten und die dritte zum Teil der kiesigen Abfolge an, während die Zn-(Sn-)Cu-Abfolge die dritte (zum Teil) und die vierte Assoziation umfasst. Die Pb-Abfolge im Sinne von BAUMANN 1958, 1965 (6, 9) ist in der fünften Assoziation enthalten, indem die anderen Sulfide jüngere Umlagerungen bilden.

##### **4.2.1 Die Mineralisation der kiesigen Abfolge**

An der Mineralisation dieser Abfolge beteiligen sich neben Quarz und Turmalin als Gangarten die sulfidischen Minerale Arsenopyrit, Pyrrhotin, Pyrit und Markasit. Pyrrhotin bildet nach RYSHOW 1965 (unveröff.) sehr selten in Arsenopyrit kleine 0,05-0,07 mm große isometrisch aus-

<sup>4</sup> Die von HARLASS & SCHÜTZEL 1966 (71) für die Quarz-Sulfid-Gänge eingeführte Abkürzung „qs-Formation“ erscheint unglücklich gewählt und war nicht notwendig, da hierfür bereits die ältere Abkürzung „kb-Formation“ existiert und allgemein gebraucht wird.

gebildete Einschlüsse. Arsenopyrit weist starke Kataklyse auf und wird von schwach anisotropem Pyrit, mit dem am Ende der Sulfidabscheidung etwas Markasit vergesellschaftet ist, zementiert. Auf einigen Gängen folgt als letzte Bildung in dieser Abfolge auf Pyrit dichter Melnikowit. Turmalin ist meist in Form feiner Nadelchen, die in Quarz eingebettet sind, in den salbandnahen Gangbereichen ausgebildet und älter als die Sulfide. Häufig ist auch das Auftreten geringmächtiger Quarz-Turmalin-Gängchen im Untersuchungsgebiet, die frei von Sulfiden sind.

In ihrem Auftreten nimmt die kiesige Abfolge innerhalb der kb-Formation insofern eine Sonderstellung ein, als sie auch außerhalb der beiden erwähnten Verbreitungsgebiete auf herzyn streichenden Gängen, die Minerale der jüngeren Gangformationen führen, als ältestes Gangglied ausgebildet ist und außerdem in Form selbständiger Gänge, deren streichende Erstreckung nicht abgeschlossen ist, auftritt. Von den jüngeren Abfolgen der kb-Formation und von den jüngeren Gangformationen erfahren diese Paragenesen häufig eine intensive Kataklyse und Verdrängung.

#### 4.2.2 Die Mineralisation der Zn-(Sn)-Cu-Abfolge

Die Minerale dieser Abfolge bilden teilweise ebenfalls selbständige Gänge oder zementieren die zerbrochenen Minerale der kiesigen Abfolge. Die Zn-Cu-Abfolge ist im Untersuchungsgebiet durch das Vorherrschen der Kupfersulfide gekennzeichnet („Kupferformation“ nach MÜLLER 1860 (135) bzw. kupferreiche Fazies der kb-Formation). Auch innerhalb dieser Abfolge ist eine räumliche Trennung der Paragenesen, die sich in dem räumlich getrennten Auftreten von Bornit und Chalkopyrit äußert, vorhanden. Dabei bevorzugt Bornit die granitferneren Gänge, während sich Chalkopyrit besonders in den granitnahen Gängen konzentriert.

Das älteste Mineral dieser Abfolge ist Sphalerit, der nach RYSHOW 1965 (unveröff.) in der Zn-Cu-Abfolge in drei Generationen auftritt, die sich mikroskopisch unterscheiden lassen (Tabelle 7).

Sphalerit I ist mit Bornit verwachsen und wird von diesem verdrängt. Manchmal ist zwischen beiden Mineralen eine schwache tektonische Bewegung nachweisbar. Vereinzelt sitzen auf Sphalerit I kleine, idiomorph ausgebildete Körner von umgelagerten Arsenopyrit II und Pyrit II auf, die auf feinen Rissen von Bornit durchzogen werden. Der grobkörnige Sphalerit I enthält Entmischungen von winzigen Körnchen von Stannin. Bornit wird von Fahlerz (Tennantit-betont), das manchmal von Chalkopyrit begleitet wird, durchzogen und verdrängt.

Der in Paragenese mit Chalkopyrit auftretende Sphalerit II weicht in seiner Ausbildung und in seinen optischen Eigenschaften von Sphalerit I ab (Tabelle 7). Eine eindeutige Unterscheidung dieser Paragenese von der Paragenese Sphalerit I - Bornit lässt sich aufgrund der bereits erwähnten räumlichen Trennung beider Paragenesen nicht durchführen. Im Sphalerit II tritt Chalkopyrit in winzigen Körnchen als Entmischung auf. Chalkopyrit bildet in dieser Paragenese ferner derbe, mittelkörnige Aggregate und füllt Klüfte und Risse im Sphalerit II aus. Beide Minerale werden von netzartig angelegten Klüften und Trümchen durchzogen, die mit Fahlerz (Tennantit), hellerem Sphalerit III, jüngerem Chalkopyrit und manchmal mit Galenit ausgefüllt sind. Chalkosin ist meist nur in mikroskopischen Größen ausgebildet und in Form feiner Klüfte im Chalkopyrit und manchmal im Fahlerz vorhanden.

Quarz als Gangart überdauert die Abscheidung der Sulfide und weist am Ende dieser Abfolge mitunter kleine grünlich gefärbte, wurmartig ausgebildete Einlagerungen von Chlorit auf.

#### 4.2.3 Die Mineralisation der Pb-Abfolge

Die Paragenesen dieser Abfolge sind auf dem granitnahen System der streichenden Störungen wesentlich häufiger anzutreffen als auf den granitferneren herzyn streichenden Gängen, auf denen sie, soweit Galenit überhaupt in diesen auftritt, durch die Abfolgen der jüngeren Gangformationen eine intensive Umlagerung

Tab. 7: Unterscheidungsmerkmale der in den Quarz-Sulfid-Gängen der kb-Formation auftretenden Sphaleritgenerationen (nach RYSHOW 1965, unveröff.)

Sphaleritgenerationen	Abfolge	megaskopische Färbungen	Isotropie/Anisotropie	Innenreflexionen	Entmischungen	Anzahl der Zwillingsrichtungen
I	Zn-Cu	dunkel	anisotrop	keine	Stannin (selten, winzig), Chalkopyrit	netzförmig in mehreren Richtungen
II	Zn-Cu	dunkel	anisotrop	keine	Chalkopyrit (winzig)	meist nur eine, selten mehrere Richtungen
III	Zn-Cu	dunkel	anisotrop	keine bis schwer erkennbar	keine	eine Richtung
IV	Pb	hell	isotrop	viele (hell)	keine	eine Richtung

erfahren haben. Die Minerale der Pb-Abfolge verkitten meist kataklasierte Brekzien der älteren Abfolgen der kb-Formation. Neben Quarz bildet Fluorit eine der ersten Ausscheidungen dieser Abfolge. Fluorit, der häufig idiomorph ausgebildet und bläulich, grünlich oder hellviolett gefärbt ist, beschränkt sich in seinem Auftreten auf die granitnahen streichenden Störungen.

Der Galenit ist meist grobspätig ausgebildet und verkittet die älteren brekzierten Minerale. Tetraedrit bildet kleine Entmischungskörnchen im Galenit. Lokal und nur in geringem Maße sind auf Rissen in Galenit und als Ausfüllung zwischen den Körnern und Aggregaten des Galenits jüngere, umgelagerte Sulfide vorhanden. An diesen Bildungen sind Fahlerz (Tennantit), Chalkopyrit, Sphalerit IV, Chalkosin und Quarz beteiligt.

#### 4.3 Die Paragenesen der Quarz-Kalzit-Pechblende-Gänge (kku-Formation)

Während von MÜLLER 1860, 1895 (135, 138), ZÜCKERT 1926 (261), KEIL 1931 (95) u. a. angenommen wurde, dass sich das Auftreten der Pechblende auf die biconi-Formation beschränkt, wies WATZNAUER 1957 (242) erstmals darauf hin, dass mindestens zwei pechblendeführende Paragenesen im Erzgebirge existieren und dass die älte-

1963, 1965 (8, 9), definierte diese Bildung als uq bzw. uqk (Uranpechblende-Quarz-Kalzit-Abfolge). Einige Beiträge über die Ausbildung dieser Gangformation lieferte OELSNER 1952, 1958, 1961 (148, 152, 153, 154). Er bezeichnet diese Formation als eba- (Roteisen-Baryt-)Formation, die jedoch von BAUMANN in die uqk- und die jüngere eba-Abfolge (im neueren Sinne) unterteilt wurde.

BARSUKOW, NAUMOW & SOKOLOWA 1963 (5) untergliedern die uranerzführenden Gänge in einfache „Uranerzparagenesen“ und in „komplizierte Uranerzparagenesen“, wobei sie bei letzteren nochmals zwischen der Überlagerung und Wechselwirkung mit älteren, sulfidischen Gängen von der Uranerzmineralisation sowie eine jüngere Überprägung der „einfachen Uranerzparagenesen“ durch jüngere Mineralisationen unterscheiden. Die „einfachen Uranerzparagenesen“ im Sinne der genannten Autoren sind mit der kku-Formation gleichzustellen. Ebenfalls, allerdings als ein Sonderfall der kku-Formation, ist hierher die Überprägung und die Wechselwirkung mit älterer, sulfidischer Mineralisation (Abb. 37) durch die „einfachen Uranerzparagenesen“ zu stellen.

Bei einer eingehenderen Bearbeitung der Quarz-Kalzit-Pechblende-Gänge lassen sich im Untersuchungsgebiet innerhalb der kku-Formation drei Abfolgen aushalten. Die



Abb. 37:  
*Pechblende auf Galenit,  
Sphalerit und Pyrit;  
kb-kku-Formation.  
Schacht 38  
Foto und Sammlung: FLACH*

ren Quarz-Hämatit-Pechblende-Paragenesen gegenüber der biconi-Formation eine selbständige Gangformation darstellen. Quarz-Kalzit-Pechblende-Gänge wurden im Erzgebirge von DYMKOW 1960 (59), BARSUKOW, NAUMOW & SOKOLOWA 1963 (5), BARSUKOW, BELJAJEW, SJERGEWA & SOKOLOWA 1967 (4), HARLASS & SCHÜTZEL 1965 (72), die sie als kku-Formation aushalten, beschrieben. BAUMANN

älteste Abfolge wird von Quarz in verschiedener Ausbildung charakterisiert und von BARSUKOW, NAUMOW & SOKOLOWA 1963 (5) und DYMKOW 1960 (59) ebenfalls erwähnt. Die wichtigste Abfolge der kku-Formation stellt die Kalzit-Pechblende-Abfolge dar, an die sich die sulfatische Abfolge mit Anhydrit und Gips als typomorphen Mineralen anschließt.

#### 4.3.1 Die Mineralisation der quarzigen Abfolge

Die Mineralisation dieser Abfolge beginnt mit einem chalcedonartigen dichten bis feinkörnigen Quarz, der als „Hornstein“ bezeichnet wird. BAUMANN 1958 (6) und DYMKOW 1960 (59) halten hierbei zwei Generationen aus. Nach DYMKOW 1960 und nach HARLASS & SCHÜTZEL 1965 (72) ist der ältere Hornstein grau gefärbt. Die jüngere rotbraune Generation ist die häufiger auftretendere. Ihre Färbung wird durch die Einlagerung von feinst dispers verteiltem Hämatit bedingt. Hornstein kann sich durch intensive Verquarzung und Hämatitisierung des Nebengesteins (DYMKOW 1960 (59)), durch Reaktion der Lösungen mit den Sulfiden der kb-Formation, besonders mit der kiesigen Abfolge (BAUMANN 1958 (6)) und direkt durch Absatz in kolloidaler Form aus den Lösungen bilden. Im Untersuchungsgebiet sind alle drei Möglichkeiten der Bildung des Hornsteines nachweisbar.

Auf Hornstein folgt in einigen Gängen Fluorit in oktaedrischer Ausbildung. Nach DYMKOW 1960 (59) sind die Oktaeder des Fluorits manchmal älter als die des Hornsteins. Häufiger tritt jedoch Fluorit nach den darauf folgenden dünnstängelig ausgebildeten Kristallaggregaten des Kammquarzes auf, der die SiO<sub>2</sub>-Ausscheidung abschließt. Sehr selten wird Kammquarz vor dem rotbraunen Hornstein oder in diesem abgeschieden. Die Bildung des Kammquarzes, die bis in den Anfang der Kalzit-Pechblende-Abfolge reicht, zeigt durch Zonarbau, Einlagerung von Hämatitschüppchen innerhalb der Kristallstöcke sowie durch das Auftreten von hexaedrisch ausgebildetem Fluorit innerhalb des Kammquarzes eine geringe tektonische Bewegung während seines Absatzes an, so dass sich auf einigen Gängen zwei Generationen von Kammquarz aushalten lassen. Die Fluoritgenerationen der kku-Formation zeichnen sich durch lichte grüne, blaue oder blau-violette Farben und mitunter durch einen auf wechselnder Färbung der einzelnen Zonen beruhenden Zonarbau aus.

#### 4.3.2 Die Mineralisation der Kalzit-Pechblende-Abfolge

Am Anfang dieser Abfolge gelangt noch etwas Kammquarz zur Abscheidung, der nach DYMKOW 1960 (59), BARSUKOW, NAUMOW & SOKOLOWA 1963 (5) und HARLASS & SCHÜTZEL 1965 (72) mit Adular, Hydrobiotit und manchmal auch mit Chlorit, die meist in mikroskopischen Dimensionen vorliegen, vergesellschaftet ist. Auf den Endflächen bzw. in den letzten Lagen des Kammquarzes sind selten Sulfide (Arsenopyrit, Pyrit, Markasit) festzustellen. Häufiger treten hier jedoch Hämatit und Lepidokrokite in schüppchenartiger Ausbildung auf. FEIRER (nach (72)) nimmt an, dass ein Teil dieser Fe<sup>III</sup>-Minerale aus den Sulfiden hervorgegangen ist.

Nach dem Abschluss der Kammquarzausscheidung beginnt die Bildung der Pechblende, die nach BARSUKOW, NAUMOW & SOKOLOWA 1963 (5) mit Coffinit, Kalzit und geringen Mengen von Adular vergesellschaftet ist. Die Pechblende liegt in nierig-traubiger Form vor, wobei in einigen Fällen ein Zonarbau durch wechselnden Glanz der einzelnen gelförmigen Pechblendelagen angedeutet wird. Allgemein stößt heute die Annahme der Abscheidung der Pechblende aus kolloidalen Lösungen auf Ablehnung. DYMKOW 1960 (59), BARSUKOW, NAUMOW & SOKOLOWA 1963 (5) und HARLASS & SCHÜTZEL 1965 (72) nehmen den Absatz der Pechblende aus echten Lösungen an. Auf Schwundrissen treten in der Pechblende in geringen Mengen Sulfide auf, von denen bisher Chalkopyrit, Galenit, seltener Bornit, Fahlerz (Tennantit - betont) und Sphalerit beobachtet wurden.

Während der Abscheidung der Pechblende beginnt der Absatz von derbem grobspätig bis körnigem, meist weißem, seltener gelblich gefärbtem Kalzit, der die Pechblendeausscheidung überdauert. In der Ausscheidungsfolge von Kalzit und Pechblende treten also dieselben Wechselbeziehungen, wie sie bereits in der quarzigen Abfolge der kku-Formation zwischen Kammquarz und Fluorit angeführt wurden, auf.

Kalzit bildet in dieser Abfolge größere skalenoeidisch ausgebildete Kristalle, die mitunter durch einen Überzug von nicht mit Sulfiden vergesellschafteter Pechblende oder von Hämatit und Lepidokrokite in der Gangausfüllung hervorgehoben werden und deren Umrisse auch bei jüngeren metasomatischen Überprägungen erhalten bleiben. Nach HARLASS & SCHÜTZEL 1965 (72) erreichen die Skalenoeide des Kalzits Größen bis 30 cm.

OELSNER 1961 (153, 154), BARSUKOW, NAUMOW & SOKOLOWA 1963 (5) sowie HARLASS & SCHÜTZEL 1965 (72) führen das Vorkommen von Coffinit in der kku-Formation an. RYSHOW 1965 (unveröff.) unterscheidet Coffinitfreie und -führende Paragenesen, die er getrennt beschreibt. Nach OELSNER 1961 (154) ist Coffinit meist jünger als Pechblende, während BARSUKOW, NAUMOW & SOKOLOWA 1963 (5) Überlagerungen in der Ausscheidung von Pechblende und Coffinit feststellen. Die Coffinit-Aggregate besitzen meist idiomorphe tetragonale Formen und sind häufig pseudomorph in Pechblende umgewandelt. RYSHOW 1965 (unveröff.) beschreibt Verdrängungen der Pechblende durch Coffinit und häufig auftretende Vergesellschaftungen des Coffinit mit Sulfiden. Er beobachtete Einschlüsse von Galenit und Chalkopyrit in Coffinit. Mit Kalzit ist häufig die Abscheidung unbedeutender Mengen von Sulfiden, wie Chalkopyrit, Bornit, Fahlerz, Galenit und hellbraunem Sphalerit, die nicht mit Pechblende vergesellschaftet sind und körnige Einlagerungen im Kalzit bilden, ver-

knüpft. RYSHOW 1965 (unveröff.) beobachtete in einem Fall das Auftreten von Luzonit, der auf Chalkopyrit in Paragenese mit Galenit aufgewachsen ist. Diese Sulfide dürften mit den in den Schwundrissen der Pechblende auftretenden Sulfiden gleichaltrig sein. Mit weiterer Kalzitabscheidung klingt die Bildung der Sulfide schnell aus, wie dies auch die jüngere, sulfidfreie Pechblende, die die Skalenoeder des Kalzites umkrustet, zeigt. Die Sulfidführung ist in der kku-Formation nur spurenhaf und besitzt nur mineralogisches Interesse.

Einen Sonderfall stellt die selten auftretende, von BARSUKOW, NAUMOW & SOKOLOWA 1963 (5) zu den „komplizierten Uranerzparagenesen“ gestellte Paragenese mit Aikinit, die durch Reaktion der Lösungen der kku-Formation, besonders mit der Pb-Abfolge bedingt ist, dar. Während nach OELSNER 1961 (153, 154) und durch eigene Untersuchungen das Auftreten von Aikinit gesichert ist, zeigen die Ergebnisse von BARSUKOW, NAUMOW & SOKOLOWA 1963 (5) das Auftreten von

Hämatit und Lepidokrokit treten mit Unterbrechungen während der gesamten Abfolge auf und sind am Ende der Kalzitausscheidung etwas häufiger zu finden. Sie bilden innerhalb der kku-Formation niemals größere Anreicherungen. Beide Fe<sup>III</sup>-Minerale sind als kleine Plättchen und parallel orientierte Täfelchen auf Kammquarz und in Kalzit sowohl auf Wachstumszonen als auch in Spalt- rissen und auf Klüften ausgebildet.

#### 4.3.3 Die Mineralisation der sulfatischen Abfolge

Die Minerale dieser Abfolge waren den früheren Bearbeitern der erzgebirgischen Lagerstätten, wie MÜLLER 1860, 1895, 1901 (135, 138, 139), DALMER 1896 (48), BECK 1912 (18) u. a. nicht bekannt und wurden erst in den letzten Jahren von OELSNER 1961 (153), BARSUKOW, NAUMOW & SOKOLOWA 1963 (5), HARLASS & SCHÜTZEL 1965 (72) und BAUMANN 1967 (10) erwähnt oder teilweise beschrieben. Die erste Bestimmung des Anhydrits als Gangart der erzgebirgischen Lagerstätten erfolgte durch



Abb. 38:  
Gips (var. Manenglas) mit Kalzit und Kammquarz; kku-Formation, sulfatische Abfolge.  
Schacht 366, Sohle -900 m, Strecke 3 aus NW-Umfahrung Gesenk 3.  
Foto und Sammlung: FLACH

Bismuthinit. RAMDOHR 1960 (176) beschreibt Aikinit in dergleichen Paragenese neben Bismuthinit, Bornit und Galenit von Schmiedeberg (Kowary) in Schlesien. Der mit Pechblende, Coffinit, Chalkopyrit, Galenit, Kalzit und nach OELSNER 1961 (153, 154) auch mit Pyrit vergesellschaftete Aikinit bildet nadlige, büschelige bis strahlige Aggregate, die teilweise „sonnenförmige“ Formen aufweisen. Die Aggregate sitzen häufig auf Pechblende auf und werden von Kalzit eingebettet. Selten sind Pseudomorphosen von Pechblende nach Aikinit zu beobachten.

LIPP 1959 (unveröff.). In die sulfatische Abfolge wird auch das Auftreten von Apophyllit gestellt, dessen Altersbeziehungen zu den Ca-Sulfaten nicht abgeschlossen sind.

Anhydrit und Gips, die die Hauptminerale der jüngsten Abfolge der kku-Formation darstellen, treten räumlich voneinander getrennt auf, wobei Gips die granitnäheren Gänge im Bereich des inneren Kontakthofes bevorzugt, während Anhydrit in den Gängen des äußeren Kontakthofes häufiger als in den Gängen des inneren Kontakt-

hofes zu finden ist. Beide Minerale sind im Untersuchungsgebiet innerhalb der kku-Formation etwa in gleichen Mengen ausgeschieden. Der Anhydrit tritt in grauer, weißer und bläulichweißer Farbe auf und ist in körnigen oder parallelstrahligen Aggregaten auf Kalzit, seltener auf Kammquarz aufgewachsen. Gips bildet weiße spätige bis marienglasartige Platten (Abb. 38) mit Kalzit, Kammquarz oder Fluorit. Vereinzelt bilden die Ca-Sulfate auch Kristalle, die bei Anhydrit jedoch ausgesprochene Seltenheiten und von kleinen Dimensionen sind. In allen Gängen stellt Gips eine primäre Bildung dar und ist nicht aus Anhydrit hervorgegangen. Auffallend ist die enge Assoziation der Ca-Sulfate mit Fluorit in vielen Gängen der kku-Formation, die besonders in den Gängen des inneren Kontakthofes zu beobachten ist. In Spuren sind Hämatit und Lepidokrokit auf Spaltrissen und zwischen den Aggregaten der Ca-Sulfate sowie auf Gips ausgebildet, während Chalkopyrit in kleinen idiomorphen Körnern gelegentlich auf Spaltrissen von Gips auftritt.

In einigen Fällen wurde auf den Gängen der kku-Formation Apophyllit beobachtet, der gegenüber Kalzit und Kammquarz eine jüngere Bildung darstellt. Apophyllit besitzt graue bis weiße Farbe und tritt derb (Abb. 39) oder in Form kleiner Kristallaggregate auf. In letzterem Falle zeigen die Kristalle eine Kombination von Prismen-, Basis- und Pyramidenflächen.

#### 4.4 Die Paragenesen der Dolomit-(Selenid-) Gänge (mgu-Formation)

Die Dolomitgänge (mgu-Formation<sup>5</sup>) sind nur bedingt mit den Gängen der eb-(Edlen Braunspat-) Formation der anderen erzgebirgischen Lagerstätten vergleichbar, obwohl sie hinsichtlich ihrer Bildungszeit ein annähernd gleiches Alter mit der von MÜLLER 1901 (139), OELSNER 1930, 1952 (146, 150) und BAUMANN 1958, 1965 (6, 9) aus dem Freiburger Lagerstättenbezirk beschriebenen eb-Formation aufweisen.

Die Paragenesen dieser Gangformation fanden bei den früheren Bearbeitern der westerzgebirgischen Lagerstätten, wie MÜLLER 1860 (135), DALMER 1896 (48), VIEBIG 1905 (238), KUDIŁKA 1918 (104) u. a., keine oder nicht genügende Beachtung. Erst in jüngster Zeit wurden die Paragenesen dieser Gangformation, ebenso wie die der kku-Formation, von DYMKOW 1960 (59), BARSUKOW, NAUMOW & SOKOLOWA 1963 (5), BARSUKOW, BELJAJEW, SJERGEEWA & SOKOLOWA 1967 (4) und von HARLASS & SCHÜTZEL 1965 (72), die diese Paragenesen als dse- (Dolomit-Selenid-) Formation<sup>6</sup> bezeichnen, eingehender untersucht und beschrieben.

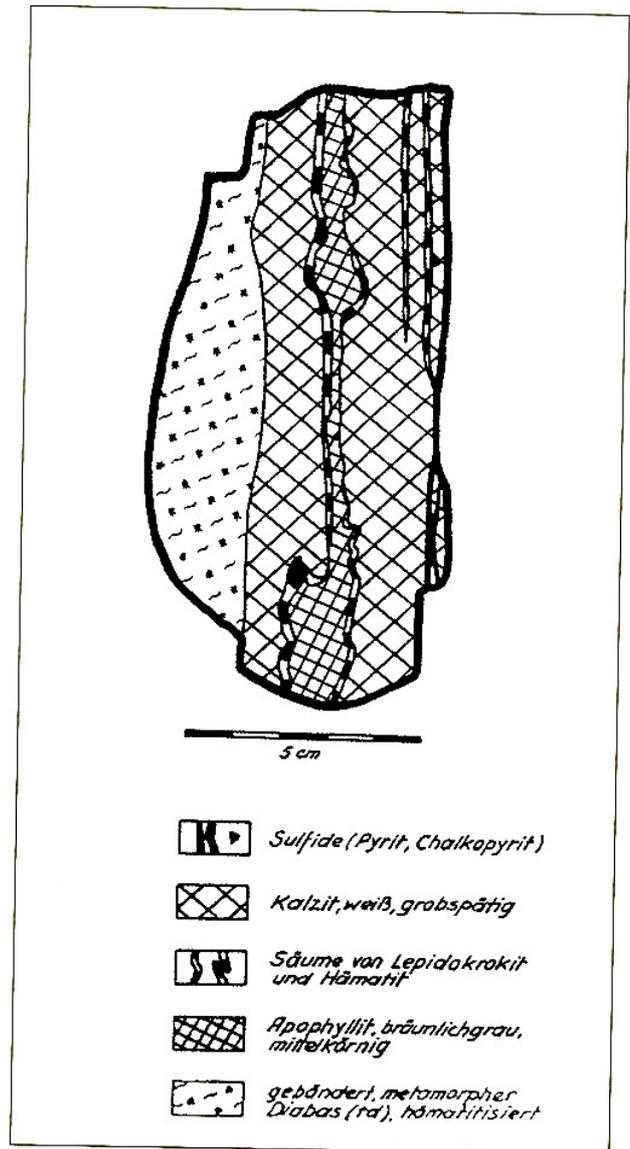


Abb. 39: Apophyllit ist in der Mitte eines Ganges der kku-Formation ausgebildet.

Anhand der Untersuchungen der Gangarten, besonders der Ausbildung der Karbonspäte und der Erzminerale, können im Untersuchungsgebiet innerhalb der mgu-Formation vier Abfolgen, eine Dolomit-, eine Selenid-, eine Sulfid- und eine Sulfat-Abfolge, ausgehalten werden. Eine Parallelisierung der einzelnen Abfolgen der im westlichen Erzgebirge ausgebildeten mgu-Formation mit der im Freiburger Lagerstättenbezirk von OELSNER 1930, 1952 (146, 150), ZIMMER 1936 (260) innerhalb der eb- bzw. der eq-Formation und der von BAUMANN 1958, 1965 (6, 9) ausgehaltenen Abfolgen der eb-Formation ist aufgrund der bestehenden Unterschiede in der Ausbildung der ein-

<sup>5</sup> Die Bezeichnung „mgu- (Magnesiumkarbonat-Pechblende-) Formation“ wurde - ebenso wie die von HARLASS & SCHÜTZEL 1965 (72) in die Literatur eingeführte Bezeichnung „kku-Formation“ - erstmals von LIPP, BÜDER & SCHULZ 1960 (unveröff.) im internen Dienstgebrauch angewendet.

<sup>6</sup> Die von HARLASS & SCHÜTZEL 1965 (72) geprägte Bezeichnung „dse- (Dolomit-Selenid-)Formation“ umfasst die gesamte Gangformation nicht vollständig und sollte auf die Selenid-Abfolge der mgu-Formation beschränkt bleiben.

zelen Abfolgen gegenwärtig nicht möglich. OELSNER 1958 (152) gibt an, dass die Ag-führende Abfolge der eb-Formation im westlichen Erzgebirge fehlt. Andererseits sind die Selenid- und die Sulfat-Abfolge im östlichen Erzgebirge bisher nicht nachgewiesen.

Von WATZNAUER 1957 (232) und DYMKOW 1960 (59) werden die Paragenesen der kku- und der mgu-Formation noch als ein einheitliches Mineralisationsstadium angesehen. Demgegenüber begründen BARSUKOW, NAUMOW & SOKOLOWA 1963 (5), BARSUKOW, BELJAJEW, SJERGEWA & SOKOLOWA 1967 (4) und HARLASS & SCHÜTZEL 1965 (72) eine Trennung dieser beiden Gangformationen.

#### 4.4.1 Die Mineralisation der Dolomit-Abfolge

Für die älteste Abfolge der mgu-Formation sind die bereits von DYMKOW 1960 (59), BARSUKOW, NAUMOW & SOKOLOWA 1963 (5), BARSUKOW, BELJAJEW, SJERGEWA & SOKOLOWA 1967 (4) und von HARLASS & SCHÜTZEL 1965 (72) beschriebenen metasomatischen Überprägungen der Paragenesen der kku-Formation durch die Lösungen dieser Abfolge charakteristisch. Das trifft besonders auf das Verhalten des Magnesiums, des Hauptelements der mgu-Formation, zu. Dieser enge Zusammenhang zwischen dem Auftreten der kku-Formation, die im westlichen Erzgebirge vielfach nur noch reliktsch erhalten ist und dem der Dolomit-Abfolge der mgu-Formation äußert sich in der Verbreitung dieser Abfolge. Gleiches gilt auch für das Auftreten der Selenid-Abfolge, die ihrerseits enge räumliche Beziehungen zur kku-Formation und zur Dolomit-Abfolge der mgu-Formation aufweist, in einigen Lagerstätten des westlichen und mittleren Erzgebirges.

Als älteste Ausscheidung der Dolomit-Abfolge beschreiben HARLASS & SCHÜTZEL 1965 (72) einen tiefviolett bis schwarzviolett gefärbten, idiomorph ausgebildeten Fluorit („Stinkspat“), den sie als ein Mobilisat aus der kku-Formation betrachten. Es kann gegenwärtig nicht exakt entschieden werden, ob der Stinkspat die Erstauscheidung der mgu-Formation oder ob er noch eine Bildung der kku-Formation, wie sie BARSUKOW, NAUMOW & SOKOLOWA 1963 (5) anführen, ist. In den meist hexaedrisch ausgebildeten Aggregaten des Stinkspates sind in geringem Umfange kleine Kügelchen von Pechblende und sehr selten Chalkopyritkörner zu finden. Weitere Uranminerale in Stinkspat, wie sie von STRUNZ & SEELIGER 1960 (215) aus Wölsendorf beschrieben werden, konnten bisher nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden.

Das wichtigste Mineral dieser Abfolge stellt Dolomit dar, der intensiv die älteren, oft reliktsch oder brekziös vorliegenden Fragmente der kku-Formation verdrängt und in verschiedenen Ausbildungsformen vorliegt. Der älteste

Dolomit ( $D^p$ ) tritt in nach sklenoedrischen Formen des Kalzites der kku-Formation pseudomorphen Strukturen auf. Derartige Pseudomorphosen von Dolomit nach Kalzit wurden bereits von MÜLLER 1854, 1860 (134, 135), PURGOLD 1889 (171) und MAUCHER 1914 (118) erwähnt. Dieser Dolomit zeigt, wie auch die nachfolgenden Dolomitgenerationen, eine durch dispers eingelagerten Hämatit und Lepidokrokit bedingte kräftige braune bis bräunliche Farbe, wobei die Intensität der Färbung und damit die Menge der fein verteilten  $Fe^{III}$ -Minerale mit abnehmendem Alter der Dolomitgenerationen abnimmt, wie dies auch von BARSUKOW, NAUMOW & SOKOLOWA 1963 (5) beschrieben wird. MAUCHER 1908 (117) führt an, dass die intensive Rot- bzw. Braunfärbung des Dolomits besonders in der Paragenese mit Pechblende auftritt. Dolomit verdrängt die Minerale der kku-Formation unter-



Abb. 40 Mechanische Umlagerung von Pechblende als Brekzien, eingebettet in Dolomit. mgu-Formation. Schacht 38. Foto und Sammlung: FLACH

schiedlich stark, wobei neben Kalzit am intensivsten Fluorit und weniger stark Pechblende verdrängt werden, während sich der Kammquarz gegenüber dem Dolomit als stabil erweist.

Die Umlagerung der Pechblende kann auf zwei Wegen erfolgen. BARSUKOW, NAUMOW & SOKOLOWA 1963 (5) unterscheiden eine mechanische Umlagerung der Pechblende in Form von Brekzien, die von Dolomit eingebettet werden (Abb. 40) und eine chemische Umlagerung, bei der die Pechblende gelöst und die Wiederausfällung im Dolomit in Form feiner Nieren und Kügelchen in schnurartiger Anordnung als mulmiger Absatz erfolgt.

Der von HARLASS & SCHÜTZEL 1965 (72) als Umhüllung der Sklenoeder des Kalzites und als Vorstufe der Mg-Metasomatose des Kalzites beschriebene „Panzerdolomit“ ist

häufig eine jüngere Bildung und tritt besonders in drusigen Hohlräumen auf den Pseudomorphosen auf. Häufiger und wichtiger als „Panzer“ für die Erhaltung der skalenoedrischen Umrisse des Kalzites bei der Pseudomorphosierung sind Anflüge von Hämatit und Pechblende auf den Skalenoedern, die in den massigen Gangteilen vorherrschen.

Die nächste Dolomitgeneration stellt ein fein- bis mittelkörniger kräftig braunrot gefärbter Dolomit dar, der aufgrund seiner Ausbildung als „hornsteinartiger“ Dolomit ( $D^H$ ) bezeichnet wird. Die Altersbeziehungen dieses seltener vorkommenden Dolomits zu dem pseudomorphen Dolomit sind nicht aufgeschlossen, jedoch ist der hornsteinartige Dolomit gegenüber dem folgenden „Geldolomit“ eine ältere Bildung.

teile von  $FeCO_3$ -Molekül festgestellt, die auf eine Überprägung des Geldolomites durch  $Fe^{II}$ -haltige karbonatische Lösungen der biconi-Formation zurückzuführen sind.

#### 4.4.2 Die Mineralisation der Selenid-Abfolge

Obwohl bereits von FRITZSCHE 1855 (65) in Pechblende mehrerer erzgebirgischer Lagerstätten Selen- und Vanadiumgehalte nachgewiesen und von KERSTEN 1839 (97) Clausthalit aus dem Freiburger Lagerstättenbezirk beschrieben wurde, ist das Auftreten von Seleniden erst in den letzten Jahren durch zahlreiche Neuaufschlüsse eingehender untersucht und bearbeitet worden. In der Literatur werden Angaben über Selenide von BAUMANN



Abb. 41: Geldolomit der *mg*-Formation. Schacht 366, Sohle -585 m, Block 903, Gang „Brahma II“. Foto und Sammlung: FLACH

In größerer Menge treten die Dolomit-Abfolge abschließende feinkörnige, primär gelförmig abgesetzte, durch wechselnden Gehalt an dispers eingelagerten  $Fe^{III}$ -Mineralen unterschiedlich stark gefärbte bis „gebänderte“ Dolomite (Abb. 41) auf, die von HARLASS & SCHÜTZEL 1965 (72) als „Geldolomite“ ( $D^G$ ) bezeichnet werden. Diese Bildungen, die durch das Fehlen von Sulfiden und von Pechblende gekennzeichnet sind, können bis 20 und mehr 0,2-2,5 cm mächtige Lagen führen, wobei nach LIPP 1960 (unveröff.) auch Übergänge zwischen dem pseudomorphen und dem Geldolomit auftreten. Die Entstehung der Gelbildungen dürfte auf eine mehrmalige plötzliche Druckentlastung der bikarbonatischen Lösungen und der dadurch bedingten Ausfällung des Dolomits zurückzuführen sein. In einigen Fällen wurden in den letzten Lagen der Geldolomite geringe, bis 5 Mol.-% betragende An-

1958, 1965, 1967 (6, 9, 10), TISCHENDORF 1959 (225), DYM-KOW 1960 (59), BARSUKOW, NAUMOW & SOKOLOWA 1963 (5) und HARLASS & SCHÜTZEL 1965 (72) gemacht. Während TISCHENDORF 1959 (225) aus dem Erzgebirge Clausthalit, Naumannit und Tiemannit als Selenidminerale anführt, veröffentlichte OELSNER 1961 (153) Mikroaufnahmen von Clausthalit und Naumannit aus dem Marienberger Lagerstättenbezirk. HARLASS & SCHÜTZEL 1965 (72) führen die bisher in den erzgebirgischen Lagerstätten nachgewiesenen Selenide namentlich auf. TISCHENDORF & UNGETHÜM 1964 (228) beschäftigten sich mit den theoretischen Grundlagen der Gesetzmäßigkeiten, die mit der Bildung der Selenide in hydrothermalen Ganglagerstätten im Zusammenhang stehen.

Im Untersuchungsgebiet Schlema-Alberoda wurden Selenide 1958 fast gleichzeitig von FEIRER und LIPP un-

abhängig voneinander nachgewiesen. Eingehende Untersuchungen der Selenide führten SCHULZ 1960 (unveröff.) und RYSHOW 1965 (unveröff.) durch. Während SCHULZ 1960 die Ausbildung der einzelnen Selenminerale beschreibt, untersucht RYSHOW die paragenetischen Verhältnisse und hält entsprechend der Ausbildung der Selenmineralisation auf den einzelnen Gängen folgende Mineralassoziationen aus:

- monomineralische Aggregate von Clausthalit,
- Naumannit-Clausthalit-Assoziation,
- Berzelianit-Clausthalit-Assoziation und
- Clausthalit-Umangit-Klockmannit-Eukairit-Aguilarit-Berzelianit-Assoziation.

Diese Assoziationsreihe entspricht nach RYSHOW 1965 gleichzeitig den Beziehungen der Selenide zu älterer reliktsicher und teilweise umgelagerter Pechblende, indem die „reinen“ Clausthalitvorkommen am weitesten von der Pechblende auftreten. An diese schließen sich die Naumannit-Clausthalit- und die Berzelianit-Clausthalit-Assoziation an, während die Cu-Selenid-Assoziation nur in unmittelbarer Verwachsung mit Pechblende ausgebildet ist. RYSHOW betont, dass die Selenid-Abfolge nur in den Gängen vorkommt, die Relikte der kku-Formation führen.

Das häufigste und wichtigste Selenid im Untersuchungsgebiet ist Clausthalit, an den rund 99 % des in den Gängen vorhandenen Selens gebunden sind. Clausthalit bildet kleine Körner, die zwischen den Aggregaten des Dolomits, selten zwischen denen des Kalzits sitzen. In Verwachsung mit Dolomit liegt Clausthalit meist in feinkörniger, seltener in grobkörniger Ausbildung vor. Nur vereinzelt zeigt er „gestrickte“ (dendritische) Aggregate in der Gangart. Clausthalit verdrängt auf Schwundrissen, Klüften und in den inneren Partien der Kügelchen die ältere Pechblende. Häufig sind Verwachsungen von Clausthalit mit Naumannit anzutreffen, während Verwachsungen mit Eukairit seltener zu beobachten sind.

Unter den übrigen im Untersuchungsgebiet bekannt gewordenen Seleniden, die weniger als ein Prozent des in den Gängen auftretenden Selens umfassen, herrscht Naumannit vor, der zwar relativ häufig, aber stets in geringen Mengen vorhanden ist. Neben Clausthalit ist Naumannit bevorzugt mit Eukairit und Umangit verwachsen, die er randlich korrodiert. Ein Teil des Naumannits liegt als Aguilarit vor.

Eukairit und die thalliumführende Varietät Crookesit, die in den Selenidverwachsungen auf einigen Gängen Anreicherungen bis maximal 0,2 % Tl verursacht, sind in feinkörnigen bis dichten Aggregaten mit Clausthalit oder mit Berzelianit und Umangit verwachsen. Beide Selenide treten nicht in Form von selbständigen (mono-

mineralische) Ausscheidungen auf. Eukairit verdrängt, gemeinsam mit Umangit, intensiv Pechblende und wird selbst von Clausthalit verdrängt. Seltener tritt Eukairit in Assoziation mit Clausthalit als „Zwickelfüller“ im Dolomit auf.

Berzelianit bildet derbe massige bis seltener strahlige Aggregate in strahligen bis myrmekitartigen Verwachsungen mit Eukairit oder mit Umangit. In diesen Aggregaten wird er von Clausthalit verdrängt. Vereinzelt sind in Berzelianit Entmischungslamellen von Naumannit zu finden. Sehr selten tritt Berzelianit in feinen schneeflockenartig in Dolomit oder in Eukairit eingelagerten skelettartigen Aggregaten auf.

Von den seltenen Cu-Seleniden ist Umangit das älteste und Klockmannit das selenreichste Selenid. Umangit kann lokal in angereicherterem Maße auftreten und ist mit Klockmannit und Clausthalit verwachsen. Außerdem kommt er in myrmekitartigen Verwachsungen mit Berzelianit, Eukairit und Klockmannit vor, in denen Berzelianit teilweise orientiert im Umangit ausgebildet ist. In letzterer Assoziation zeigen die Selenidaggregate wechselseitig zerlappte schlauchartige Formen. Der sehr seltene Klockmannit gehört zu den ältesten Selenidausscheidungen und bildet tafelförmig bis leistenartig in Umangit eingelagerte Entmischungslamellen, die gelegentlich auch in Eukairit zu beobachten sind. In derber Ausbildung assoziiert Klockmannit mit Berzelianit und Eukairit, der beide Selenide verdrängt.

Nach SCHULZ 1960 tritt zu Beginn der Selenid-Abfolge noch etwas Eisenglanz auf. Als einziges Sulfid in dieser Abfolge ist Chalkopyrit in Verwachsungen mit Clausthalit vorhanden. TISCHENDORF 1959 (225) führt für Chalkopyrit geringen Se-Gehalt an. Während SCHULZ 1960 keine Neubildung von Pechblende in der Selenid-Abfolge annimmt, beschreibt RYSHOW 1965 (unveröff.) neugebildete Pechblende in Form kleiner Kügelchen, die neben älterer reliktsicher („mechanisch“ umgelagerter) Pechblende auftreten.

Der in der Selenid-Abfolge als Gangart ausgebildete feinkörnige Dolomit ( $D^{Se}$ ) besitzt keine intensive bräunliche oder rötliche Färbung wie der Dolomit der älteren Abfolgen der mgu-Formation. Er tritt meist in weißen oder grauen, durch dispers eingelagerte feinkörnige Selenide bedingten Färbungen auf. Nach RYSHOW 1965 (unveröff.) beträgt die Lichtbrechung des Dolomits der Selenid-Abfolge  $N_0 = 1,700$  bis  $1,708$ . Er bezeichnet diesen Dolomit mit geringem  $FeCO_3$ -Anteil als „Parankirit“ (im Sinne von WINCHELL 1951 (251)). Eine chemische Analyse dieses Dolomits liegt nicht vor. Ein weiteres Kennzeichen des Dolomits der Selenid- und der nachfolgenden Abfolgen ist, dass er im Gegensatz zu den Dolomitgenerationen der älteren Abfolgen der mgu-Formation keine pseudomorphen oder gelförmigen Gefügekennzeichen aufweist.

Tab. a: Häufigkeit der Selen-Erzpunkte auf den einzelnen Sohlen und Kaskaden

Kaskade/Sohle	Betriebspunkte Anzahl	%	Bemerkungen
<b>1. Kaskade</b>			
MSS bis Sohle - 270m			keine Angaben
<b>II. Kaskade</b>			
-270m	—		keine Angaben
-300 m	1	0,2	
-330m	2	0,4	
-360m	5	1,0	
-390 m	11	2,3	
- 20m	13	2,7	
-450m	25	5,2	
-480 m	35	7,3	
-510m	25	5,2	
-540 m	49	10,3	
<b>gesamt</b>	<b>166</b>	<b>34,7</b>	
<b>III. Kaskade</b>			
-585 m	58	12,1	
-630m	39	8,2	
-675m	26	5,4	
-720m	32	6,7	
-765m	12	2,7	
-810 m	35	7,3	
-855m	21	4,4	
-900m	7	1,5	
-945m	3	0,6	
-990 m	9	1,9	
<b>gesamt</b>	<b>243</b>	<b>50,8</b>	
<b>IV. Kaskade</b>			
-1035m	3	0,6	
- 1080 m	6	1,3	
-1125m	3	0,6	
-1170 m	3	0,6	
-1215m	7	1,5	
- 1260 m	--	--	keine Belege
- 1305 m	18	3,7	
<b>gesamt</b>	<b>40</b>	<b>8,4</b>	
<b>V. Kaskade</b>			
- 1350 m	3	0,6	
- 1395 m	2	0,4	
- 1440 m	5	1,0	
- 1485 m	8	1,6	
-1530 m	3	0,6	
-1575m	4	0,8	
-1620m	--	--	keine Belege
- 1665 m	--	--	keine Belege
-1710m	4	0,8	
<b>gesamt</b>	<b>29</b>	<b>6,1</b>	
<b>I.-V. Kaskade</b>	<b>474</b>	<b>100,0</b>	

### Anmerkung zur Mineralisation der Selenid-Abfolge

In den Jahren von 1990 bis 1993 beschäftigte sich LIPP wieder eingehend mit der Selenid-Abfolge in der Uranerzlagerstätte Schlema-Alberoda. Sein Wissen über die Lagerstätte und seine umfangreichen Aufzeichnungen ermöglichten es ihm, ein noch genaueres Bild über die interessante Mineralparagenese handschriftlich anzufertigen, die seiner vorliegenden Dissertation ungekürzt beigelegt werden sollen.

### Die räumliche Verteilung der Selenide in der Lagerstätte Schlema-Alberoda

Die Selen-Mineralisation weist in ihrer Verteilung in der Lagerstätte charakteristische Gesetzmäßigkeiten auf, die im Folgenden beschrieben und gedeutet werden. Ausgehend von 478 Betriebspunkten (Abbaublöcken) - (mit Ausnahme der Sohlen der I. Kaskade, von denen aufgrund ihres frühzeitlichen Abbaues keine Angaben vorliegen) - ergibt sich mit zunehmender Teufe zunächst eine Zunahme des Auftretens, die nach einem Maximum im Bereich der unteren Sohlen der II. und der oberen Sohlen der III. Kaskade (Tabelle a) wieder eine deutliche Abnahme der Betriebspunkte mit fortschreitender Teufe erkennen lässt. Der tiefste Selen-Betriebspunkt wurde in einer Teufe von ca. 1800 m von der Erdoberfläche (MSS-Stollensohle) nachgewiesen. Das festgestellte Maximum im obengenannten Teufenbereich deckt sich mit anderen statistisch ermittelten Angaben, befindet sich aber in einem tieferen Bereich als beispielsweise das Maximum der Betriebspunkte mit Bi-Co-Ni-Ag-Vererzung.

### Die Lage der Selenidmineralisation in der Lagerstätte

Zur Ermittlung der räumlichen Verteilung in der Lagerstätte und damit einer Zonalität wurde als Bezugsbasis von LIPP 1971, 1991 die mit ca. 40° einfallende Granitoberfläche gewählt und der horizontale sowie der senkrechte (kürzeste) Abstand des Betriebspunktes von dieser ermittelt. Die erhaltenen Werte wurden in 100-m-Intervallen für den senkrechten Granitabstand zusammengefasst (Tabelle b).

Die Selen-Betriebspunkte liegen überwiegend im äußeren Kontakthof, kommen aber auch im inneren Kontakthof des Granits vor. Während die Erzgänge im Granit keine Selenide führen, wurden auf den oberen Sohlen der Lagerstätte in Ausnahmefällen Selenide in Erzgängen auch im Übergangsbereich zum regionalmetamorphem Raum nachgewiesen. Die Häufung der Selen-Betriebspunkte im äußeren Kontakthof weist eine enge Verbindung an die Nebengesteine der „produktiven“ Serie auf, die ebenfalls in diesem vorkommen.

Tab. b: Häufigkeit und senkrechter Abstand der Selen-Erzpunkte in den einzelnen Kaskaden (Teufenbereichen)

Kaskade		Abstand von der Granitoberfläche (m)										gesamt
		0-100	100-200	200-300	300-400	400-500	500-600	600-700	700-800	800-900	900-1000	
II	Anzahl	-	1	3	12	20	28	24	14	3	1	106
	%	-	1,0	2,8	11,3	18,9	26,4	22,6	12,3	2,8	1,0	100,0
	%(Ges.)	-	0,3	0,9	3,8	6,3	8,8	7,6	4,4	0,9	0,3	33,3
III	Anzahl	2	4	6	27	45	43	18	4	2	-	151
	%	1,3	2,7	3,9	17,9	29,8	28,5	11,9	2,7	1,3	-	100,0
	%(Ges.)	0,6	1,3	1,9	8,5	14,1	13,5	5,7	1,3	0,6	-	47,5
IV	Anzahl	9	9	10	7	1	-	-	-	-	-	36
	%	25,0	25,0	27,8	19,4	2,8	-	-	-	-	-	100,0
	%(Ges.)	2,8	2,8	3,2	2,2	0,3	-	-	-	-	-	11,3
V	Anzahl	3	1	11	9	1	-	-	-	-	-	25
	%	12,0	4,0	44,0	36,0	4,0	-	-	-	-	-	100,0
	%(Ges.)	0,9	0,3	3,6	2,8	0,3	-	-	-	-	-	7,9
Gesamt	Anzahl	14	15	30	55	67	71	42	18	5	1	318
	%	4,4	4,7	9,4	17,3	21,1	22,3	13,2	5,7	1,6	0,3	100,0

**Die horizontale Entfernung der Selen-Betriebspunkte von der Granitoberfläche**

Die horizontalen Abstände der Selenerzpunkte von der Granitoberfläche verringern sich mit zunehmender Teufe, wie die nachstehenden Grenzwerte belegen:

- Sohle -360m weitester Abstand 1835m
- Sohle -540m weitester Abstand 1650m
- Sohle -810m weitester Abstand 1250m
- Sohle -990m weitester Abstand 1480m
- Sohle -1305m weitester Abstand 1010m
- Sohle -1710m weitester Abstand 720m

Die 100-m-Bereiche mit dem höchsten Anteil von Selen-Betriebspunkten verschieben sich mit zunehmender Teufe ebenfalls in Richtung Granitoberfläche. Diese Erscheinung wird auch beim senkrechten Abstand der Selen-Betriebspunkte von der Granitoberfläche beobachtet.

**Die senkrechte Entfernung der Selen-Betriebspunkte von der Granitoberfläche**

Insgesamt konnten von rund 2/3 der erfassten Selenerzpunkte (318 Punkte) die senkrechten Abstände von der Granitoberfläche ermittelt werden, die für die einzelnen Teufenbereiche (Kaskaden) zusammengestellt wurden (Tabelle b). Die statistische Analyse zeigt nur geringe Abweichungen zur Gesamtzahl der ermittelten Selen-Betriebspunkte und kann als repräsentativ angesehen werden. Aus den Angaben (Tabelle b) ergibt sich ebenfalls eine deutliche Verschiebung der 100-m-Bereiche in Richtung Granitoberfläche mit zunehmender Teufe, insbesondere bei den Bereichen mit größerer Häufigkeit von Selen-Betriebspunkten, die sich bis auf die tiefen Sohlen der Lagerstätte fortsetzt.

- Sohle -360m weitester Abstand 950m
- Sohle -540m weitester Abstand 710m
- Sohle -810m weitester Abstand 670m
- Sohle -990m weitester Abstand 725m
- Sohle -1305m weitester Abstand 460m
- Sohle -1710m weitester Abstand 325m

In den einzelnen Kaskaden wurden auf jeweils einer Sohle die senkrechten Abstände der Glimmerfels- und Fruchtschiefergrenze von der Granitoberfläche ermittelt (Tabelle c). Auch hier ergibt sich, dass der überwiegende Teil der Selen-Betriebspunkte an den äußeren Kontakthof gebunden ist und die Fruchtschiefergrenze praktisch nicht überschreitet, sich mit zunehmender Teufe mehr in Richtung des Gebietes zur Glimmerfelsgrenze bewegt.

Tab. c: Senkrechte Abstände der Glimmerfels- und Fruchtschiefergrenze von der Granitoberfläche

Kaskade	Glimmerfels		Fruchtschiefer	
	von - bis	mittel	von - bis	mittel
II	215-355	280	750-950	815
III	0-415	240	535-845	725
IV	0-180	120	575-670	640
V	0-225	105	510-635	560

Die Verringerung des senkrechten Abstandes von der Granitoberfläche bzw. die Annäherung der Selen-Betriebspunkte mit fortschreitender Teufe an diese wird einerseits dadurch bedingt, dass die Gesteine in der Lagerstätte steiler einfallen (50-55°) als die Granitoberfläche (40-45°). Zum anderen wirkt sich die Verringerung der Mächtigkeit der „produktiven“ Gesteine mit fortschreitender Teufe ebenfalls auf die Annäherung der Selen-Betriebspunkte aus, die die nordwestlichen Ge-

steinsintervalle (von den streichenden Störungen „Gera“ und „Erna“) durch Auskeilen in der Teufe bzw. mit einer NE-gerichteten teufenmäßigen Verschiebung besonders betrifft. So bleibt nur der SE-liche „produktive“ Gesteinsbereich (zwischen den streichenden Störungen „Union“ und „Erna“), der sich mit annähernd gleichbleibender Mächtigkeit bis in die tiefsten Sohlen der Lagerstätte durchsetzt und im Westfeld der Lagerstätte an den Granit anstreicht und von diesem abgeschnitten wird. Damit erklärt sich auch die sprunghafte Verringerung des senkrechten Abstandes von der Granitoberfläche der Selen-Betriebspunkte zwischen der III. und IV. Kaskade.

### Die Beziehungen der Selenidmineralisation zum Nebengestein

In den Bereichen der Erzgänge, in denen Granit, Granit- und Aplitgänge sowie nicht kontaktmetamorph veränderte Phyllite das Nebengestein bilden, treten keine Selenide auf. Um eine Aussage über die Bindung der Selenidmineralisation in den Erzgängen der Lagerstätte an bestimmte Nebengesteine machen zu können, wurden diese in vier Gruppen zusammengefasst;

1. Lamprophyrgänge (Biotit- und chloritisierte Kersantite; (Symbole Kb und Kh));
2. oberdevonische Metabasite (Metadiabase verschiedener Ausbildung, Körnigkeit und wechselnder Mineralzusammensetzung (Symbole td, pdl));
3. silurische bituminöse Gesteine mit unterschiedlichen Kohlenstoff-, Pyrit- und Quarzgehalten (Kohlenstoff-Alaun-, Kieselschiefer, dunkle Phyllite (Symbole ks, und cds/cdf) und lokal auftretenden geringmächtigen Einlagerungen von Kalksteinen (Symbol kl));

4. ordovizische kontaktmetamorphe Phyllite (Hörn- und Glimmerfelse und Fruchtschiefer); (Symbole g und f) mit eingelagerten Quarziten und Quarzitschiefern; (Symbol qs).

Die Gruppen 2 und 3 bilden den Komplex der „produktiven“ Nebengesteine, zu denen auch die basischen Lamprophyrgänge gerechnet werden. Da die Selenidmineralisation in den Erzgängen Bezüge zu bestimmten Nebengesteinen aufweist, wurde zunächst eine Unterteilung in „monotone“ Nebengesteinsbereiche und in Bereiche von Wechsellagerungen unterschiedlich zusammengesetzter Nebengesteine getroffen (Tabellen d bis f).

Tab. d: Häufigkeit der Selen-Betriebspunkte in „monotonen“ Gesteinen und in Wechsellagerungen

Kaskade		„monotone“ Gesteine	Wechsel- lagerungen	gesamt
II	Anzahl	85	70	155
	%	54,8	45,2	100,0
	% (Ges.)	21,4	17,6	39,0
III	Anzahl	83	103	186
	%	44,6	55,4	100,0
	% (Ges.)	20,8	25,9	46,7
IV	Anzahl	20	14	34
	%	58,8	41,2	100,0
	% (Ges.)	5,0	3,5	8,5
V	Anzahl	5	18	23
	%	21,7	78,3	100,0
	% (Ges.)	1,3	4,5	5,8

Tab. e: Häufigkeit der Selen-Betriebspunkte in den „monotonen“ Nebengesteinsbereichen

Kaskade		td / pd	ks / cds	df	f/g	qs	Kb	Kh	gesamt
II	Anzahl	36	28	16	3	—	-	2	85
	%	42,4	32,9	18,8	3,5	—	—	2,4	100,0
	% (Ges.)	18,7	14,5	8,3	1,5	—	—	1,0	44,0
III	Anzahl	22	35	9	11	—	1	5	83
	%	26,5	42,2	10,3	13,2	—	1,2	6,0	100,0
	% (Ges.)	11,4	18,1	4,7	5,7	—	0,5	2,6	43,0
IV	Anzahl	3	7	3	7	—	-	—	20
	%	15,0	35,0	15,0	35,0	—	—	—	100,0
	% (Ges.)	1,6	3,6	1,6	3,6	—	—	—	10,4
V	Anzahl	-	—	2	2	1	-	—	5
	%	—	—	40,0	40,0	20,0	—	—	100,0
	% (Ges.)	—	—	1,0	1,0	0,5	—	—	2,6
<b>Gesamt-Anzahl</b>		<b>61</b>	<b>70</b>	<b>30</b>	<b>23</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>7</b>	<b>193</b>
<b>%</b>		<b>31,61</b>	<b>36,9</b>	<b>15,6</b>	<b>11,9</b>	<b>0,5</b>	<b>0,5</b>	<b>3,6</b>	<b>100,00</b>

Tabelle f: Häufigkeit der Selen-Betriebspunkte in den Wechsellagerungen der verschiedenen Nebengesteine

Kaskade		td/pd -ks	td/pd -df	td/pd -f/g	pd-qs	ks-k	ks-df	ks-f/g	df-f/g	g-q-s	Kb-ks	Kh-ks	Kh df	Kh f/g	ge- samt
II	Anzahl	36	13	1	—	3	12	—	2	1	2	—	—	—	70
	%	51,4	18,6	1,4	—	4,3	17,1	—	2,9	1,4	2,9	—	—	—	100,0
	% (Ges.)	17,6	6,3	0,5	—	1,5	5,8	—	1,0	0,5	1,0	-	—	—	34,2
III	Anzahl	47	17	3	—	2	20	3	—	—	3	3	3	2	103
	%	45,6	16,5	2,9	—	2,0	19,4	2,9	-	—	2,9	2,9	2,9	2,0	100,0
	% (Ges.)	22,9	8,3	1,5	-	1,0	9,7	1,5	-	—	1,5	1,5	1,5	1,0	50,2
IV	Anzahl	5	1	2	1	—	2	—	3	—	—	—	—	—	14
	%	35,7	7,1	14,3	7,1	—	14,3	-	21,5	—	-	-	—	—	100,0
	% (Ges.)	2,3	0,5	1,0	0,5	—	1,0	—	1,5	—	—	—	—	—	6,8
V	Anzahl	6	4	2	-	—	1	-	4	1	-	-	—	—	18
	%	33,3	22,2	11,1	-	—	5,6	-	22,2	5,6	-	-	—	—	100,0
	% (Ges.)	2,9	2,0	1,0	—	—	0,5	—	2,0	0,5	—	—	—	—	8,8
<b>Gesamt-Anz.</b>		94	35	8	1	5	35	3	9	2	5	3	3	2	205
%		45,9	17,0	3,9	0,5	2,4	17,0	1,5	4,4	1,0	2,4	1,5	1,5	1,0	100,0

#### 4.4.3 Die Mineralisation der sulfidischen Abfolge

Die sulfidische Abfolge ist, ebenso wie die nachfolgende sulfatische Abfolge, im Untersuchungsgebiet nicht so häufig anzutreffen wie die Selenid-Abfolge. Sie tritt nur auf einigen Gängen auf und besitzt neben geringeren Mächtigkeiten nur kurze Erstreckungen.

Das Hauptmineral und zugleich die einzige Gangart dieser Abfolge ist ein meist feinkörnig ausgebildeter rosa bis hellrötlich gefärbter Dolomit, der mikroskopisch keine Einlagerungen von Fe<sup>III</sup>-Mineralen erkennen lässt, die seine Farbe bedingen könnten. Gegenüber der Selenid-Abfolge zeigt der Dolomit der sulfidischen Abfolge durch seine kluft- bis trümerartige Ausbildung in letzterer sein jüngeres Alter an. Am Ende der Abfolge erhält der feinkörnige Dolomit durch fein verteilt eingelagerten Löllingit oftmals eine graue Färbung.

Mit Dolomit sind im geringen Umfang Sulfide vergesellschaftet, die einzelne Körner oder Aggregate in der Gangart bilden. Unter den Sulfiden tritt Chalkopyrit am häufigsten auf und begleitet Dolomit während der gesamten Abscheidung. Er bildet wenige kleine idiomorphe Körner, die manchmal mit Fahlerz, das sich mit Chalkopyrit in der Ausscheidungsfolge überlappt, verwachsen sind. In selten vorkommenden kleinen Drusen assoziieren sich die Chalkopyritkriställchen mit einfachen Rhomboedern des Dolomits. In mikroskopischen Dimensionen sind gelegentlich Bornit und Chalkosin, der in den Chalkopyrit-Fahlerz-Verwachsungen angetroffen wird, zu beobachten.

HARLASS & SCHÜTZEL 1965 (72) erwähnten eine in geringem Umfang auftretende Umlagerung der Pechblende aus der kku-Formation, die gelegentlich in der sulfidischen Abfolge zu beobachten ist. Dabei bildet Pechblende

mulmartige Einlagerungen in Dolomit, die mikroskopisch schnurartig angeordnete Reihen von kleinen Kügelchen aufweisen. In dieser Abfolge ist Pechblende öfters mit Löllingit assoziiert, der sich am Ende der sulfidischen Abfolge bildet. Löllingit tritt entweder in Form kleiner idiomorpher Täfelchen und in Drillingen (Sternchen), die in der Gangart fein verteilt eingelagert sind und dieser eine graue Färbung verleihen, oder in kompakten Aggre-

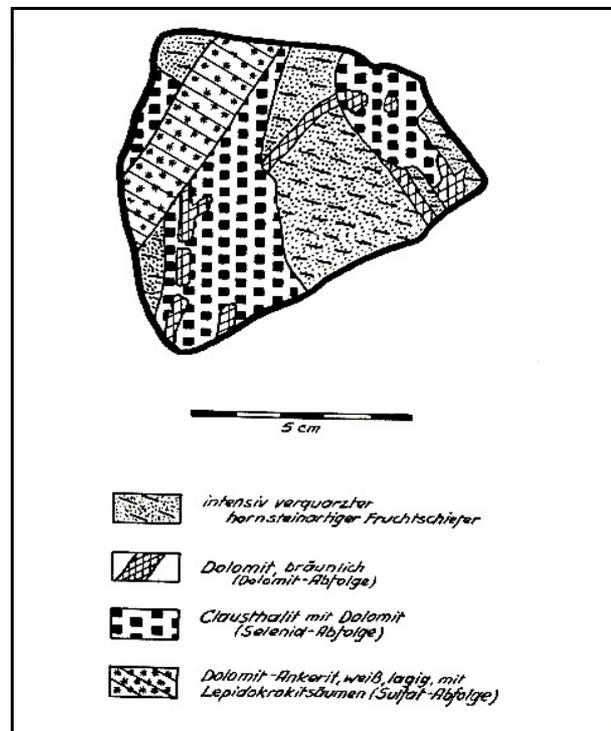


Abb. 42: Ein Trum mit lagigem Dolomit der sulfatischen Abfolge durchtrümert ältere Abfolgen der mgu-Formation

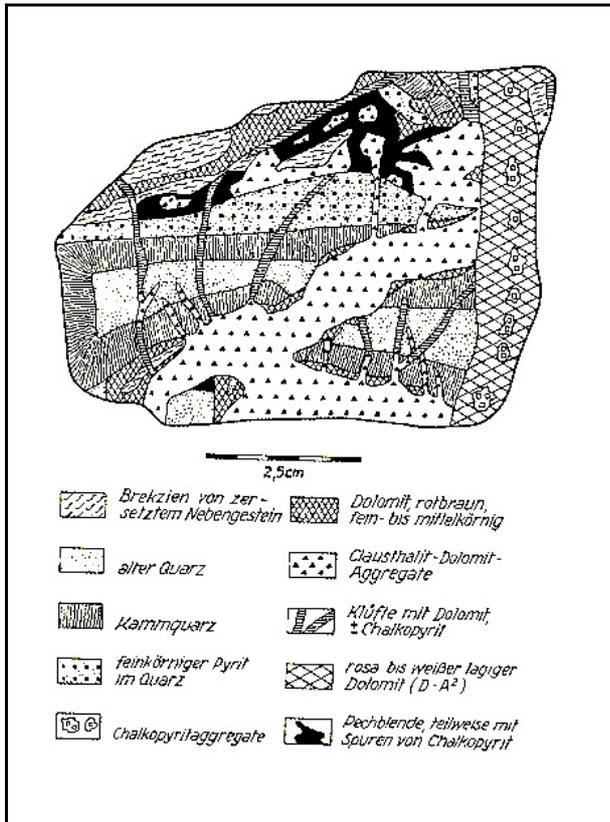


Abb. 43: Ein Trum der sulfatischen Abfolge mit lagigem Dolomit durchtrüemt ältere Abfolgen der kku- und der mgu-Formation

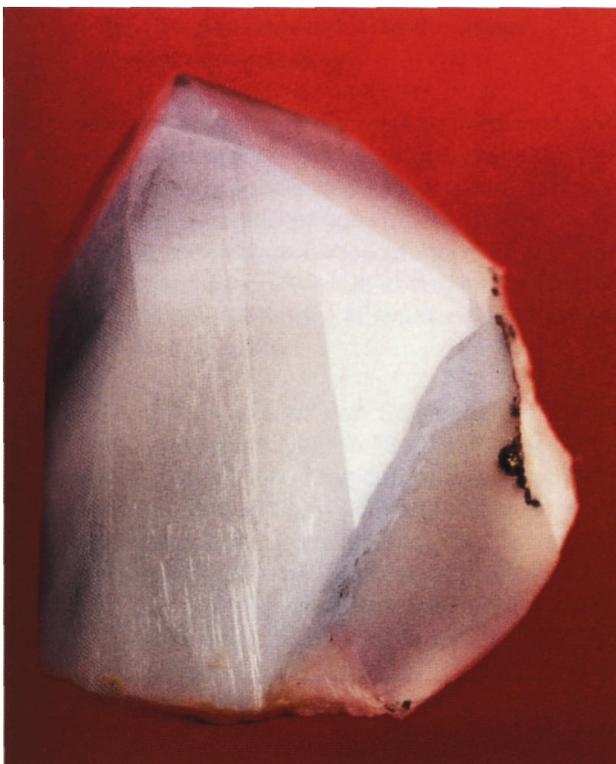


Abb. 44: Whewellitkristall.  
Schacht 207, Sohle -540 m.  
Foto und Sammlung: FLACH

gaten auf, die mehrere cm mächtig werden können und in denen er die gleiche Ausbildung wie in den in Dolomit dispers verteilten Einlagerungen dieses Minerals aufweist.

#### 4.4.4 Die Mineralisation der sulfatischen Abfolge

Die jüngste Abfolge der mgu-Formation beginnt mit weißem mittelspätigem und lagig ausgebildetem Dolomit, dessen Mächtigkeit in den Gängen gewöhnlich nicht zwei cm überschreitet. Die Lagentextur wird durch feine, < 0,1 cm mächtige Lagen von Hämatit abgebildet, wobei auf die Gesamtmächtigkeit der Dolomitlagen etwa vier bis sechs derartige Einlagerungen kommen. In den mittleren Lagen des Dolomits sind gelegentlich kleine Körnchen von Chalkopyrit vorhanden. Andere Erzminerale treten in dieser Abfolge nicht auf. Für den Dolomit der sulfatischen Abfolge ist das Durchsetzen der älteren Abfolgen der mgu-Formation in Form von „Quertrüemern“ charakteristisch (Abb. 42 und 43), während eine parallel zum Salband gerichtete Ausbildung des Dolomits der sulfatischen Abfolge seltener zu beobachten ist. Auf einem Gang fanden sich in einer Druse bis 8 cm große Kristalle von Whewellit teils in verzwilligter Ausbildung, die auf lagigen Dolomit aufgewachsen waren (Abb. 44). MÜLLER 1901 (139) beschreibt dieses Mineral aus einem Gang der eb-Formation der Lagerstätte Brand, in dem Whewellit von ged. Silber durchwachsen ist. Die Kristallform dieses Minerals aus dem Untersuchungsgebiet entspricht den von KOLBECK, GOLDSCHMIDT & SCHRÖDER 1918 (100) abgebildeten Kristallen von Brand. OELSNER & KRÜGER 1959 (157) stellen den Whewellit in die biconi-Formation.

Nicht aufgeschlossen ist die Altersbeziehung zwischen Whewellit und den ebenfalls auf den lagigen Dolomit folgenden Anhydrit (Abb. 45). Letzterer unterscheidet sich vom Anhydrit der kku-Formation durch seine rötliche und bräunliche Färbung, die auf fein dispers eingelagerten Hämatit und Lepidokrokit in idiomorpher Ausbildung zurückzuführen ist und durch feinkörnige oder parallel- bis seltener radialstrahlige Anordnung der einzelnen Aggregate dieses Minerals. Die Menge der eingelagerten Fe<sup>III</sup>-Minerale im Anhydrit kann bis 4 % betragen, wie Messungen des spezifischen Gewichtes dieses Minerals ergaben (Abb. 46 und 47). Nur selten sind einzelne Körner von Chalkopyrit in Anhydrit zu beobachten. Negative von Anhydrit in „gehackter“ Form treten im Untersuchungsgebiet relativ selten im Dolomit-Ankerit der biconi-Formation auf (Abb. 48). Derartige Formen werden von MÜLLER 1860 (135) und FRENZEL 1874 (63) aus den Gängen der Eisen-Mangan-(e-) Formation erwähnt, die Pseudomorphosen nach Anhydrit beschreiben. Gips tritt in dieser Abfolge nur in mikroskopischen Dimensionen in wenigen Gängen auf, in denen er sich sekundär aus Anhydrit bildet. Größere Aggregate dieses Minerals, wie sie aus der kku-Formation von HARLASS & SCHÜTZEL 1965 (72) beschrieben werden, sind in der sulfatischen Abfolge der mgu-Formation nicht nachgewiesen.



Abb. 45: Anhydrit und Hämatit. Schacht 371, Sohle -720 m, Bereich Gang „Seim”.  
Foto und Sammlung: FLACH

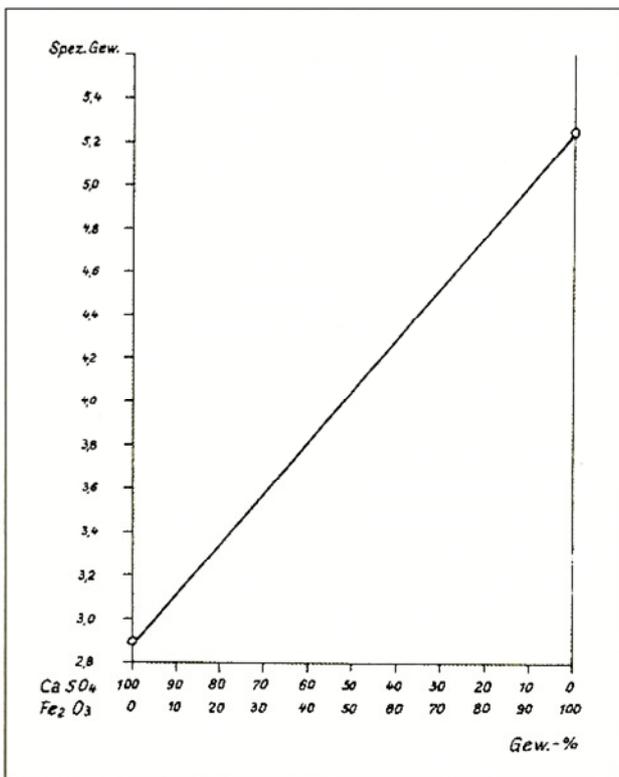


Abb. 46: Diagramm zur Bestimmung des Anteils an Fe<sup>3+</sup>-Mineralen im Anhydrit

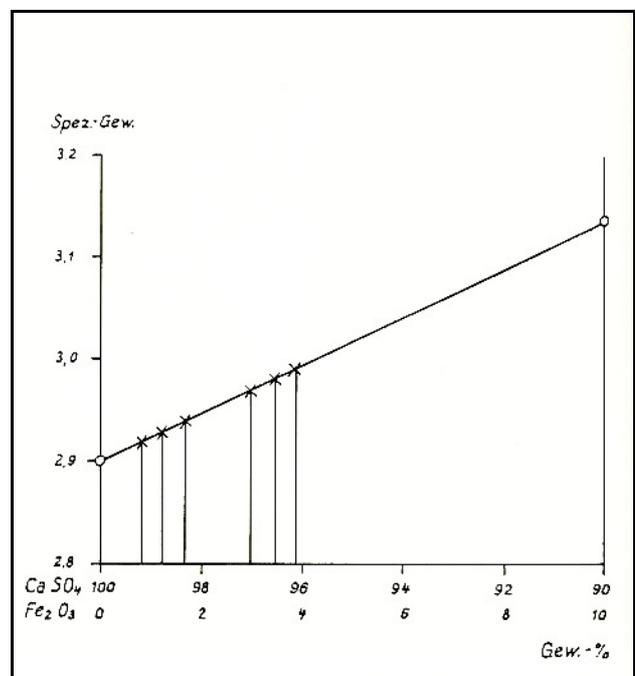


Abb. 47: Ausschnitt aus Abb. 46

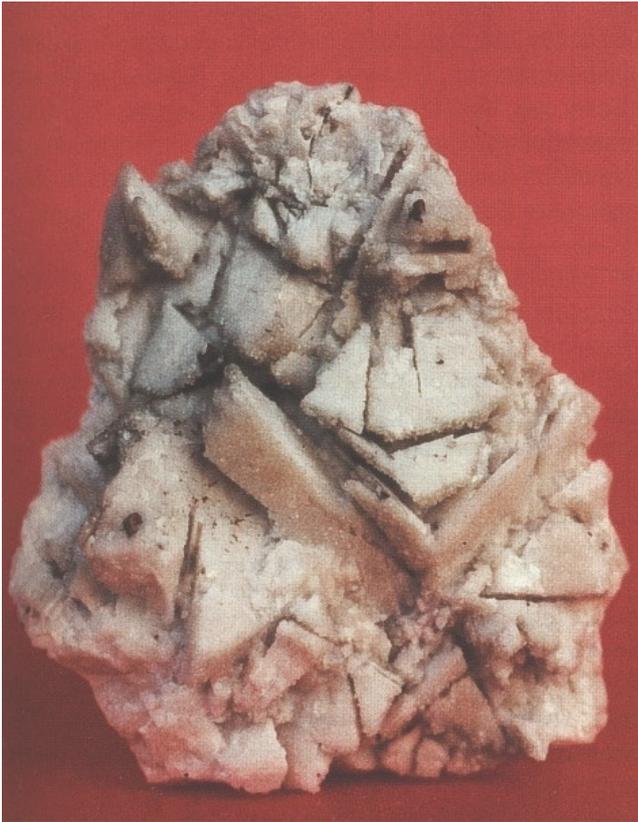


Abb. 48: *Negative von Anhydrit in „gehackter“ Form im Dolomit.*  
*Schacht 366, Sohle -855 m.*  
*Foto und Sammlung: FLACH*

#### 4.5 Die Paragenesen der Arsenid-Gänge (biconi-Formation)

Die Arsenidgänge stellten in den vergangenen Jahrhunderten den Hauptgegenstand des Bergbaues in den west- und mittelerzgebirgischen Ganglagerstätten dar, auf den sich die Untersuchungen früherer Autoren konzentrierten und so wichtige Beobachtungen für die Gliederung der Mineralisation, wie sie in den letzten Jahren erkannt (Abschnitte 4.3 und 4.4) wurden, nicht weiter beachtet und diskutierten.

In seiner Monographie über den Schneeberger Lagerstättenbezirk unterschied MÜLLER 1860 (135) eine ältere Barytformation (mit Co-Ni-Arseniden) und eine jüngere Kobaltformation (in quarziger Gangart). Er hielt sechs Mineralbildungsperioden (einschließlich der Oxidationszone) innerhalb der heute als „Telescoping“ betrachteten Gangfüllung der nach dem Absatz der kb-Formation jüngeren Mineralisation aus, die teilweise mit den heute gebräuchlichen Einteilungen und Begriffen in Einklang gebracht werden können. In seinen weiteren Monographien der Lagerstätten Annaberg und Freiberg ging MÜLLER 1895 bzw. 1901 (138, 139) nicht mehr so deutlich auf diese Zweiteilung ein und betrachtete in der letzteren Monographie (139) die biconi-Formation (entsprechend der im Freiburger Bergbau gebräuch-

lichen Bezeichnung („Edle Geschicke“)) als jüngste Bildung und als eine besondere Fazies der fba-Formation. BECK 1912 (18) wendete die Bezeichnung „barytische Co-Ag-Formation“ in Anlehnung an das Manuskript von MÜLLER 1848 über den Marienberger Lagerstättenbezirk an und schloss wahrscheinlich die arsenidisch-quarzige Abfolge der biconi-Formation in diese ein.

Die erste eingehende erzmikroskopische Untersuchung der biconi-Formation führte ZÜCKERT 1926 (261) an Material der Lagerstätte St. Joachimsthal (Jáchymov) durch, dessen Angaben KEIL 1927, 1931, 1933 (94, 95, 96) wesentlich erweiterte. Beide Autoren erkannten allerdings nicht die Pechblende als eine ältere, der biconi-Formation nicht angehörende Bildung. Der Untersuchung der Gangarten wurde wahrscheinlich von beiden Autoren nicht genügend Aufmerksamkeit geschenkt. ZÜCKERT 1926 (261) unterschied eine ältere Abfolge mit den gediegen ausgebildeten Elementen Wismut und Silber in Paragenese mit den Co-Ni-Arseniden und Quarz als Gangart und eine jüngere sulfidische Abfolge mit ged. Arsen, Sulfarseniden und -antimoniden. Zwischen diese beiden Abfolgen stellte KEIL 1931 (95) eine sulfidische Phase und bezeichnete die jüngste Gruppe als Phase der edlen Silbererze. Während ZÜCKERT 1926 (261) zwei Paragenesengruppen von Arseniden, die jeweils um gediegen Silber bzw. um gediegen Wismut ausgebildet sind, aushielt, fügte KEIL 1931 (95) diesen beiden Gruppen noch eine dritte hinzu, die er als „Speiskobaltgruppe“ bezeichnete, und stellte folgendes Parageneseschema auf:

- |                                |                                      |
|--------------------------------|--------------------------------------|
| 1. arsenidische Erzgruppe      | = arsenidische Phase                 |
| a. Speiskobaltgruppe           | } Teilphasen der arsenidischen Phase |
| b. Wismuterzgruppe             |                                      |
| c. Silbererzgruppe             |                                      |
| 2. Sulfidische Erzgruppe       | = sulfidische Phase                  |
| 3. Gruppe der edlen Silbererze | = Phase der edlen Silbererze         |
| 4. Gruppe der Gangarten.       |                                      |

In einer weiteren Arbeit befasst sich KEIL 1933 (96) mit den Ursachen der Dendritenbildung von gediegen Silber und gediegen Wismut sowie mit der Bildung der die gediegenen Elemente umkrustenden Co-Ni-Fe-Arsenide.

Aus dem Vogtland beschreibt PUFFE 1938 (170) Co-Ni-Arsenide in karbonatischer Gangart, deren Paragenesen von QUELLMALZ 1959 (172) erzmikroskopisch bearbeitet wurden. TISCHENDORF 1955 (224) führt aus der Lagerstätte Halsbrücke für die Paragenesen der biconi-Formation an, dass den arsenidischen Mineralen zunächst sideritische und danach karbonatische Nachschübe folgen.

Aufgrund seiner Beobachtungen führt OELSNER 1952 (150) für die erzgebirgischen Ganglagerstätten die eba-

(Roteisen-Baryt-) Formation ein, die er zwischen die kb- und die eb-Formation stellte. BAUMANN 1963, 1965 (8, 9) wies das jüngere Alter der eb-Formation OELSNER'S nach und stufte sie altersmäßig vor die fba-Formation ein. Diese Einstufung deckt sich mit den Ergebnissen, die WERNER 1958, 1966 (248, 249) bei der Untersuchung einiger thüringischer und äußererzgebirgischer Lagerstätten saxonischen Alters erhielt. OELSNER 1958 (52) erkannte, dass in der biconi-Formation im Sinne der älteren Bearbeiter mehrere ineinander teleskopierte Gangformationen enthalten waren und trennte die biconi-Formation im alten Sinne in die eba-, fba-biconi (im engeren Sinne) und ags-Formation. Für den Schneeberger Lagerstättenbezirk stellten OELSNER & KRÜGER 1959 (157) fest, dass die spärlich auftretende fba-Formation in silberreicher Ausbildung vorliegt. In seinen Bearbeitungen des Freiburger Lagerstättenbezirkes lehnt sich BAUMANN 1958, 1965 (6, 9) in der Beschreibung der biconi-Formation an KEIL 1931, 1933 (95, 96) an.

Nachdem bereits von KRAUS 1916 (103) und ZÜCKERT 1926 (261) aus der Lagerstätte St. Joachimsthal (Jáchymov) Umlagerungen von gediegen Wismut angegeben und von OELSNER 1958 (152) der Arsenanteil von gediegen Arsen, Realgar und Silbersulfarseniden der ags-Formation durch Umlagerung aus der biconi-Formation abgeleitet wurden, beschreibt KRAFT 1959 (102) Paragenesen der biconi-Formation aus der Lagerstätte Brand, die er als Umlagerungen betrachtet, da er deren Altersbeziehungen gegenüber anderen Vorkommen als umgekehrte Ausscheidungsfolge ansieht. Auch DYMKOW 1960, 1963 (59, 60), SCHULZ 1961 (198) und MRNA 1967 (126) beschreiben Umlagerungen von gediegen Wismut mit Co-Ni-Arseniden. Ebenfalls kann das von MÜLLER 1890 (137) erwähnte Vorkommen von Co-Ni-Arseniden mit Silbermineralen und Baryt aus der Umgebung von Berggießhübel in tertiärem Basalt heute nur als eine Umlagerung gedeutet werden.

In jüngster Zeit befassten sich mit der Untersuchung der Mineralisation der biconi-Formation MRNA & PALVU 1958,

1960, 1963, 1964 (127, 128, 129, 130), MRNA 1960, 1963, 1967 (123, 124, 125, 126), die die Lagerstätte von Jáchymov bearbeiteten, DYMKOW 1960 (59), BARSUKOW, NAUMOW & SOKOLOVA 1963 (5) und HARLASS & SCHÜTZEL 1965 (71) in westerzgebirgischen Lagerstätten. Eine Untersuchung der arsenidisch-quarzigen Abfolge der biconi-Formation in der Lagerstätte Schneeberg führte TOLLE 1964 (231) durch.

Die Mineralisation der biconi-Formation im Untersuchungsgebiet Schlema-Alberoda umfasst eine Anzahl verschiedener Paragenesen, deren unterschiedliche Ausbildung und Häufigkeit durch zeitliche Differenzen während des Absatzes der biconi-Formation und durch fazielle Bedingungen, wie sie der unterschiedliche Einfluss der verschiedenen Nebengesteine und der Abstand der einzelnen Erzkörper von der Granitoberfläche darstellen, bedingt werden.

Bei der folgenden Beschreibung der einzelnen Paragenesen wird die Untergliederung entsprechend den ausgebildeten Erzmineralen und den auftretenden Gangarten vorgenommen. Die bisher in den Paragenesen der biconi-Formation nachgewiesenen Minerale und ihre relative Häufigkeit sind in Tabelle 8 zusammengestellt.

Unabhängig von ihrer zeitlichen Stellung im Ablauf der Mineralisation sind die unter Berücksichtigung ihrer Häufigkeit im Untersuchungsgebiet nachgewiesenen Bi-Co-Ni- und Ag-erzführenden Paragenesen der biconi-Formation in Abb. 49 dargestellt. Abb. 50 zeigt eine Untergliederung der im Untersuchungsgebiet auftretenden erzführenden Paragenesen der biconi-Formation nach der Art ihrer Ausbildung, dem Typ der Vererzung und der begleitenden Gangarten. Allgemein lassen sich in der biconi-Formation erzfreie und erzführende Paragenesen aushalten. Bei den erzführenden Paragenesen ist zwischen der dispersen Verteilung der Erzminerale innerhalb der Gangarten und dem Auftreten der Erzminerale in eingesprenkter oder kompakter Form (Derberze) zu unterscheiden. Die erzfreie Ausbildung sowie die dispers verteilten Erze besitzen keine wirtschaftliche Bedeutung.

Tab. 8: Relative Häufigkeiten der in den Paragenesen der biconi-Formation auftretenden Minerale

sehr häufig vorkommende Minerale		häufig vorkommende Minerale		selten vorkommende Minerale		nur mikroskopisch nachgewiesene Minerale	
Gangarten	Erzminerale	Gangarten	Erzminerale	Gangarten	Erzminerale	Gangarten	Erzminerale
Dolomit	ged. Wismut	Quarz	ged. Silber	Kalzit	ged. Arsen	Aragonit	Maucherit
Ankerit	Skutterudit	Baryt	Nickelin	Fluorit	Löllingit		Pararammelsbergit
Siderit	Rammelsbergit		Chalkopyrit		Bismuthinit		Vaesit
	Safflorit		Sphalerit		Millerit		Wittichenit
			Fahlerz		Galenit		Klaprothit
					Pyrit		Emplektit
					Markasit		Cuprobismutit
					Hämatit		Bourbonit
					Lepidokrokit		Coffinit
					Pechblende		

Erzart	Gangarten Erzminerale	Gangarten					Erzminerale															
		Quarz	Kalzit	Dolomit	Siderit	Baryt	Quarz-Fluorit	Quarz-Kalzit	Quarz-Dolomit	Quarz-Siderit	Quarz-Baryt	Dolomit-Kalzit	Siderit-Dolomit	Baryt-Dolomit	Baryt-Siderit	Quarz-Dolomit-Fluorit	Quarz-Siderit-Kalzit	Quarz-Dolomit-Kalzit	Quarz-Siderit-Dolomit	Quarz-Siderit-Baryt	Dolomit-Siderit-Baryt	
Ag - As	ged. Silber - ged. Arsen																					
Ni - Ag	ged. Silber - Diarsenide																					
	ged. Silber - Skutterudit																					
	ged. Silber - Diars-Skutterudit																					
Bi - Co	ged. Silber-Nickelin-Diars.																					
	ged. Silber-Nickelin-Skuff.																					
	ged. Wismut - Diarsenide																					
	ged. Wismut - Skutterudit																					
	ged. Wismut - Bi-Sulf-Skuff.																					
Co - Ni	ged. Wismut - Diars.-Skuff.																					
	ged. Wismut-Nickelin-Diars.																					
	ged. Wismut-Nickelin-Skuff.																					
	Nickelin-Diarsenide																					
	Nickelin-Skutterudit																					
Pb-Zn-Cu	Nickelin-Diars.-Skutterudit																					
	Diarsenide - Skutterudit																					
	Diarsenide																					
	Skutterudit																					
	Sulfide																					

Abb. 49: Die Häufigkeit der einzelnen Paragenesen der biconi-Formation

 megaskopischer Befund  
 mikroskopischer Befund

Unter „disperser“ Verteilung der Erzminerale werden die megaskopisch nicht bestimmbar, mikroskopisch sehr kleinen in den Gangarten fein verteilten Erzminerale, die den Gangarten eine dunkle, meist graue Färbung verleihen, verstanden. Sie tritt in der Teufe häufiger als auf den oberen Sohlen auf und ist an die jüngeren Abfolgen der biconi-Formation gebunden. Als „dispers“ auftretende Minerale wurden Safflorit, Rammelsbergit, Löllingit, Skutterudit, gediegen Silber, gediegen Arsen und Erzminerale der ags-Formation, die sich aus Umlagerungen aus den genannten Mineralen gebildet haben, festgestellt. Sie bevorzugen als „Wirtsminerale“ Dolomit-Ankerit und sind seltener in Fluorit und Kalzit zu finden, während in Baryt, Quarz und Siderit dieser Typ der Vererzung bisher nicht beobachtet wurde. Übergänge der „dispersen“ Vererzung zu Kompakterzen sind selten vorhanden.

Die Vergesellschaftung der einzelnen Erzminerale untereinander kann man in fünf Typen oder Gruppen einteilen (Abb. 49), von denen die am häufigsten auftretende Paragenese nur aus kubischen Co-Ni-Arseniden<sup>7</sup> mit Ni-, Co- und Fe- „Diarseniden“ besteht. Diese Paragenese, die der „Speiskobaltgruppe“ von KEIL 1931 (95) entspricht, kann man aufgrund ihres räumlichen Auftretens zwischen den Paragenesengruppen von gediegen Wismut und denen von gediegen Silber auch als „Übergangsparagenesen“ bezeichnen.

Im Untersuchungsgebiet sind die Paragenesen von gediegen Wismut mit Co-Ni-Arseniden ebenfalls häufig ausgebildet. Gegenüber diesen beiden Gruppen werden die Paragenesen von gediegen Silber mit Co-Ni-Arseniden weniger häufig angetroffen. Seltener sind die Paragenesen von gediegen Silber mit gediegen Arsen sowie der Pb-Zn-Cu-Sulfide, die eine jüngere Abfolge der biconi-Formation darstellen, zu beobachten.

In den folgenden Abschnitten werden für die einzelnen Erztypen die folgenden Abkürzungen benutzt:

- Bi-Co für die Paragenesen von gediegen Wismut mit Co-Ni-Arseniden,
- Ni-Co für die Paragenesen, die praktisch keine gediegenen Elemente enthalten (teilweise sind unter dieser Bezeichnung die Co-Ni-Arsenid-führende eba-Abfolge und die „Übergangsparagenese“ der arsenidisch-quarzigen Abfolge der biconi-Formation zusammengefasst),
- Ni-Ag für die Paragenese von gediegen Silber mit Co-Ni-Arseniden,
- As-Ag für die Paragenese von gediegen Silber mit gediegen Arsen,
- Zn-Cu-Pb für die sulfidischen Paragenesen der karbonatischen Abfolge der biconi-Formation. (In einigen Fällen musste bei der Auswertung des Archivmaterials die Gruppe As-Ag bzw. die Gruppe Ni-Ag mit den silbererzführenden Paragenesen der ags-Formation vereinigt werden).

<sup>7</sup> In Übereinstimmung mit HOLMES 1947 (82) werden im Folgenden alle kubisch kristallisierenden Co-Ni-(Fe-) Arsenide als Skutterudit bezeichnet.

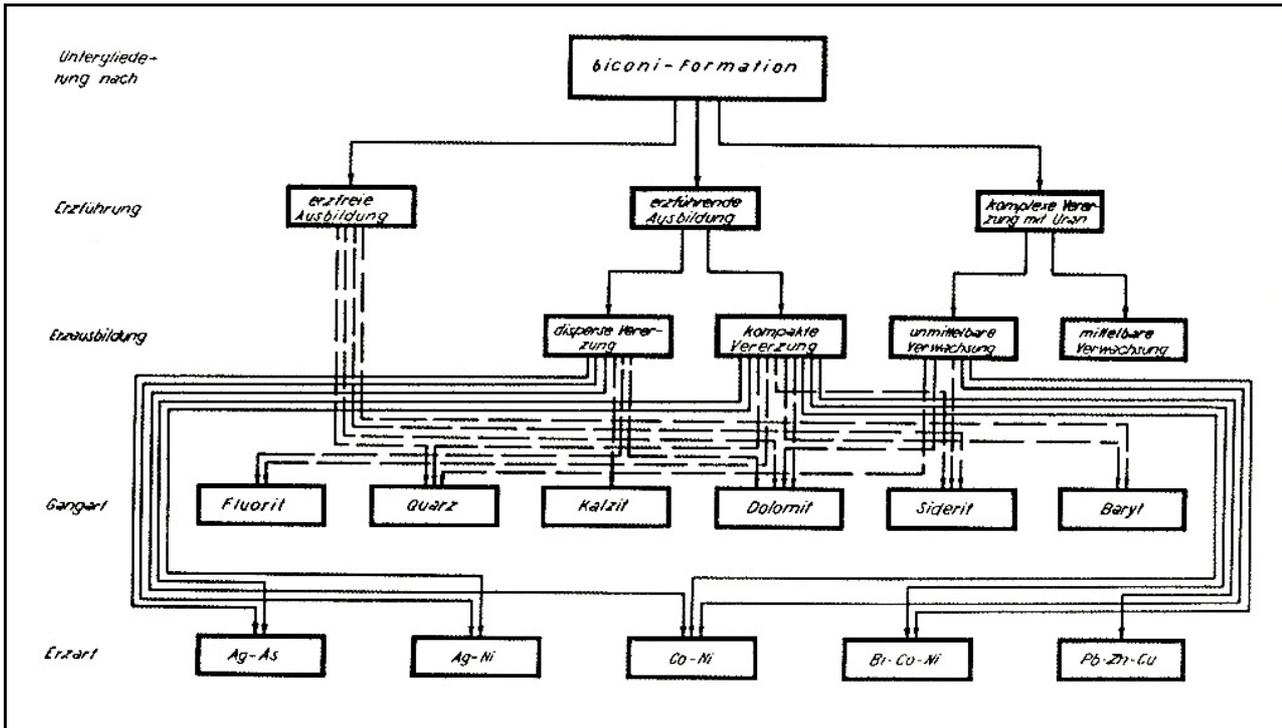


Abb. 50: Die Untergliederung der Paragenesen der biconi-Formation nach der Führung und Ausbildung ihrer Erze, dem Typ der Verwachsung und den die Erze begleitenden Gangarten

Im Untersuchungsgebiet wurde anhand der gewonnenen Erzmenge die Häufigkeit der einzelnen Erztypen bestimmt. Sie ergab ein Verhältnis von 10 : 12 : 3 : 1 : 0,5 für die Gruppen Bi-Co : Ni-Co : Ni-Ag : As-Ag : Pb-Zn-Cu. Der Erztyp Ni-Co umfasst etwa zu 20 % die Ni-Co-arsenid-führende eba-Abfolge und zu etwa 80 % die „Übergangsparagenesen“ der arsenidisch-quarzigen Abfolge.

Nach den in der biconi-Formation auftretenden Gangarten kann man sechs Gruppen unterscheiden, die ungleiche Häufigkeiten besitzen. Sie stellen „reine“ Typen dar, wobei Kalzit und Fluorit in einer derartigen Ausbildung bisher nicht im Untersuchungsgebiet bekannt geworden sind. Neben diesen „reinen“ Typen treten noch „gemischte“ Typen auf, die Kombinationen von zwei oder mehreren Gangarten darstellen und weiterverbreitet sind als die „reinen“ Typen. In der räumlichen Verteilung der einzelnen Gangarten der biconi-Formation ist eine Abhängigkeit vom Nebengestein und vom Abstand zur Granitoberfläche erkennbar.

Anhand einer Auswertung des vorhandenen Proben- und Schliffmaterials wurde für die Häufigkeit der einzelnen Gangarten der biconi-Formation für Fluorit : Quarz : Siderit : Dolomit-Ankerit : Kalzit : Aragonit : Baryt ein Verhältnis von 1 : 20 : 35 : 40 : 6 : 0,1 : 12 ermittelt (Abb. 51). Das Verhältnis der „reinen“ zu den „gemischten“ Typen im Untersuchungsgebiet ergibt für eine Gangart : zwei Gangarten : drei und mehr Gangarten einen Wert von 3 : 3 : 1, wobei die Altersbeziehungen der einzelnen Gangarten untereinander in der Auswertung unberücksichtigt bleiben.

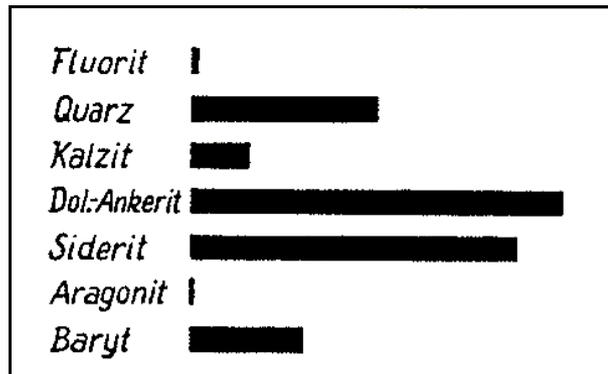


Abb. 51: Die Häufigkeit der einzelnen Gangarten in der biconi-Formation

Der von OELSNER 1958 (152), OELSNER & KRÜGER 1959 (157), DYMKOW 1960 (59) u. a. als Gangart der biconi-Formation aufgeführte Kohlenstoff tritt im Untersuchungsgebiet nicht nur in der biconi-, sondern auch in den älteren Gangformationen auf und stellt ein mechanisch in den Gang eingeschlepptes Material aus den bituminösen Schiefen dar.

Die Verwachsungen von gediegen Wismut, gediegen Silber und den Co-Ni-Arseniden sind in der Literatur von ZÜCKERT 1926 (261), KEIL 1928, 1931, 1933 (94, 95, 96), DYMKOW 1960 (59) u. a. ausführlich beschrieben. In Bezug auf die Uranerzführung umfassen sie zwei Typen der Verwachsungsverhältnisse von Bi-Co-Ni- und Ag- mit U-Erzen.