

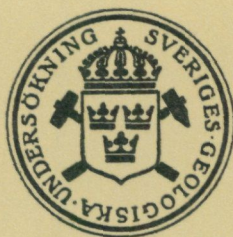
HELMUT HÜBNER

DIE GEOLOGIE DER SULFIDERZ-  
LAGERSTÄTTE KALVBÄCKEN

MITTELSCHWEDEN

ENGLISH SUMMARY: THE GEOLOGY OF THE  
KALVBÄCKEN SULPHIDE ORE DEPOSIT

MIT 11 TAFELN IN SEPARATEM UMSCHLAG  
WITH 11 PLATES IN A SEPARATE FOLDER



STOCKHOLM 1966

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

---

SER C NR 615

ÅRSBOK 60 NR 10

---

HELMUT HÜBNER

DIE GEOLOGIE DER SULFIDERZ-  
LAGERSTÄTTE KALVBÄCKEN

MITTELSCHWEDEN

ENGLISH SUMMARY: THE GEOLOGY OF THE  
KALVBÄCKEN SULPHIDE ORE DEPOSIT

MIT 11 TAFELN IN SEPARATEM UMSCHLAG  
WITH 11 PLATES IN A SEPARATE FOLDER

STOCKHOLM 1966

Redaktör: Per H. Lundegårdh

C. DAVIDSONS BOKTRYCKERI AB, VÄXJÖ

## INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Summary: The Geology of the Kalvbäcken Sulphide Ore Deposit, Central Sweden	4
Zusammenfassung .....	5
Vorwort .....	6
I. Frühere geologische Kartierungen und Untersuchungen .....	8
II. Allgemeine regionalgeologische Übersicht .....	9
III. Das Kalvbäcken-Hällsjö-Gebiet .....	10
1. Grosstektonischer Bau .....	10
2. Die Gesteine .....	12
2.1. Leptit .....	12
2.2. Leptitgneis .....	14
2.3. Quarzite .....	14
2.4. Karbonatsteine und Skarn .....	17
2.5. Metabasit .....	17
2.6. Diorit und Metadiorit .....	19
2.7. Urgranit .....	20
2.8. Tunadiabas .....	21
2.9. Gustavsporphy .....	23
2.10. Äsbydiabas .....	23
3. Eisenerzlagerstätten .....	24
3.1. Strandgruvan .....	24
3.2. Hällsjögruvan .....	25
IV. Beschreibung der Lagerstätte Kalvbäcken .....	25
4. Geologische Übersicht .....	26
5. Kleintektonik .....	28
6. Die Gesteine .....	31
6.1. Die Leptite .....	31
6.2. Karbonatgesteine .....	32
6.3. Quarzit .....	33
6.4. Glimmer- und Chloritschiefer .....	41
6.5. Die Skarne .....	42
A. Kalzium-Magnesium-Skarn .....	42
B. Magnesiumskarn .....	44
6.6. Metabasit .....	46
6.7. Diabas .....	47
7. Die Metasomatose .....	47
7.1. Die Mineralfazies der umgewandelten Gesteine .....	47
A. Das Ausgangsmaterial .....	47
B. Die Untersuchungsmethode .....	48
C. Zonierung .....	49
D. Metamorphe Fazies .....	52
7.2. Durch die Umwandlung bedingte chemische Veränderungen der Gesteinszusammensetzung .....	54

8. Die Erze .....	61
8.1. Beschreibung der Erzkörper .....	61
8.2. Erzminerale .....	66
9. Schlusssätze .....	74
V. Historischer Rückblick .....	78
Literatur .....	82
Analysen .....	85
Beilagen: Karten und Profile (in separatem Umschlag).	

## SUMMARY

The Kalvbäcken sulphide-ore deposit is situated 17 km southeast of Falun in Central Sweden. The ores are located in a leptite-quartzite complex near the contact with archaean granite. The ore-bodies, which are confined to two northeast striking skarn-carbonate horizons, are surrounded by an alteration aureole. The alteration zone, running more or less parallel with the granite contact, is bounded by granite in the north. The alteration of the leptite has resulted in the development of different quartzitic rocks. In the Kalvbäcken area, the aureole swells and the Ca-Mg-skarn grades into Mg-rich skarn.

Compared with the leptites, the rocks belonging to the aureole are relatively rich in Si, Mg, Fe, and F. They are poor in K, Na, Al and Ca. Aluminum has locally been concentrated in the peripheral parts of the quartzite complex. Amphiboles, garnet, staurolite and sillimanite occur in zones.

In silicious rocks ore impregnation is found together with Mg-rich minerals such as Mg-amphiboles, cordierite, biotite, chlorite, and serpentine. In connection with the "mise en place" of sulphides, the wall rocks usually are chloritised and partly propylitised. Spinel and fluorite accompany the ores. The sulphide minerals have been formed later than the silicates. Ore also replaces spinel.

It is possible that at least a part of the magnesium in the silicious rocks originated from de-dolomitised carbonate rocks. The mineral associations occurring in the aureole seem to be the result of metamorphic differentiation and sulphide invasion during a period of orogeny and granitization.

The stock-like ore bodies, Kalvbäcksmalmen and Blågruvemalmen, are parallel to the main regional tectonic fold axes. Two elongate skarn-carbonate bodies have been brecciated and partly, or entirely, replaced by sulphide ore. The surrounding quartzitic and leptitic rocks are relatively poor in sulphide-mineral impregnations.

Pyrite, sphalerite and galena are the main ore minerals in skarn and carbonate rocks. Chalcopyrite, pyrrhotite, Sb-sulphides, arsenopyrite, and magnetite are generally minor constituents. In quartzitic rocks, chalcopyrite and pyrrhotite are the dominating ore minerals. Silver in the ores usually amounts to < 200 ppm, gold < 1 ppm.

In 1963 the mine was abandoned. Total production since the 16th century is estimated at 600,000 tons zinc-lead-copper ore.

## ZUSAMMENFASSUNG

Die Sulfiderzlagerstätte Kalvbäcken liegt 17 km südöstlich von Falun in der mittelschwedischen Leptitformation. Die von einer Umwandlungsareole umgebenen Erze treten in der nördlichen Randzone einer von Granit umflossenen Leptitschlinge auf und sind an zwei NE streichende Skarn-Karbonatstein-Horizonte gebunden. Eine mit dem Granitkontakt mehr oder weniger konkordante Umwandlungszone liegt zwischen dem Grubengebiet und dem Granit, welcher die nördliche Begrenzung für die Umwandlungszone darstellt. Innerhalb dieser Zone ist der Leptit in verschiedene quarzitische Gesteine umgewandelt. Im Bereich des Grubengebietes schwillt die Umwandlungszone an; dabei geht der Ca-Mg-Skarn in Mg-reichen Skarn über.

Verglichen mit den Leptiten sind die Gesteine der Aureole relativ reich an Si, Mg, Fe, F und arm an K, Na, Al und Ca. Al wurde stellenweise in den peripheren Teilen des Quarzitkomplexes angereichert. Die systematische Dünnschliffuntersuchung ergab, dass die verschiedenen metamorphen Mineralien (Amphibole, Granat, Staurolith, Sillimanit) in Zonen angeordnet sind.

In Silikatgesteinen trifft man stärkere Vererzungen zusammen mit Mg-reichen Mineralen, wie Mg-Amphibolen, Cordierit, Biotit, Chlorit und Serpentin an. Im Zusammenhang mit der Sulfidvererzung wurde das Nebengestein im allgemeinen chloritisiert und z. T. auch propylitisiert. Spinell und Flussspat sind typische Erzbegleiter. Die Sulfidminerale stellen durchgehend jüngere Bildungen als die Silikate dar. Erz verdrängt u. a. auch Spinell.

Es ist möglich, dass ein Teil des in den Silikatgesteinen enthaltenen Magnesiums von entdolomitisierten Karbonatsteinen her stammt. Die in der Aureole auftretenden Mineralparagenesen scheinen eine Folge metamorpher Differentiationsvorgänge (im Zusammenwirken mit Sulfidinvasion) zu sein, welche während einer mit Granitisierung zusammenfallenden, orogenen Periode stattgefunden haben.

Die zwei Haupterzkörper Kalvbäcksmalmen und Blågruvemalmen weisen Linealform auf und liegen in einem gefalteten und stellenweise stark verschieferten Leptit-Quarzit-Komplex. Die erzführenden Lösungen haben zwei säulenförmig ausgewalzte Skarn-Karbonat-Körper brekziiert, z. T. gänzlich verdrängt und stellenweise auch Imprägnationen im quarzitischen und leptitischen Nebengestein verursacht. Die Tatsache, dass die länglichen Skarn-Erz-Körper in Faltenschenkeln in unmittelbarer Nähe der Scheitel liegen, lässt vermuten, dass ihre gegenwärtige Lage eine Folge tektonoplastischen Wanderns zu Druckminima ist.

Pyrit, Zinkblende und Bleiglanz sind die dominierenden Erzminerale in Skarn- und Karbonatgestein. In untergeordneten Mengen treten Kupferkies, Magnetkies, Fahlerz, Sb-Sulfide, Arsenkies und Magnetit auf. Beim Übergang in quarzitisches Nebengestein findet man hauptsächlich Kupferkies und Magnetkies. Mit zunehmender Entfernung vom Skarn-Karbonatkörper herrscht Magnetkies vor und die äussersten Randzonen des Vererzungsbereiches weisen schliesslich fast reine Magnetkiesimprägnationen auf. Die komplexen Erze zeigen fast immer Silber- und Goldgehalte ( $< 200$  g/t Ag und  $< 1$  g/t Au).

Der Grubenbetrieb wurde 1963 niedergelegt. Insgesamt sind seit dem 16. Jahrhundert ca. 600.000 t Zink-, Blei- und Kupfererz abgebaut worden.

## VORWORT

Im April 1962 begann ich mit der Untersuchung von 8 Bohrkernen von der 120 m- und 310 m-Sohle der Grube Kalvbäcken. Zweck der Arbeit war, genauere Kenntnis über die Art der Gesteinsumwandlung zu gewinnen, welche in Mittelschweden oft im Zusammenhang mit Sulfidvererzung auftritt. Das Untersuchungsergebnis sollte die Unterlage für künftige Prospektion bilden.

Während des Sommers 1962 ergab sich die Gelegenheit, im Auftrag der BOLIDENS GRUVAKTIEBOLAG Prospektierungsarbeiten in Form von Detailkartierungen innerhalb des Kalvbäcken—Vika—Hällsjö-Gebietes durchzuführen. Es handelte sich um eine abschliessende Untersuchung vor der Niederlegung des Grubenbetriebes. Das gesammelte Material wurde 1963—1964 bearbeitet.

Da der Grubenbetrieb im Februar 1963 endgültig niedergelegt worden ist, will ich es nicht verabsäumen, auch die geschichtliche Entwicklung der Grube kurz zusammenzufassen.

Die vorliegende Arbeit wurde im März 1964 als Licentiatenabhandlung am Mineralogischen Institut der Universität Stockholm eingereicht.

Die Monographie über die Sulfidlagerstätte Kalvbäcken entstand auf Anregung meines verehrten Lehrers, Herrn Prof. Dr. SVEN GAVELIN und ich will ihm an erster Stelle für alle wertvollen Diskussionen und Ermunterungen danken. Zu grossem Dank bin ich auch Herrn Dr. N. PILAVA, Grubenverwaltung der BOLIDENS GRUVAKTIEBOLAG in Garpenberg, verpflichtet. Dr. Pilava hat in uneigennützigster Weise seine Untersuchungsergebnisse zur Verfügung gestellt und ist mir bei der praktischen Durchführung der Arbeit immer bereitwillig mit Rat und Tat zur Seite gestanden.

Herrn Chefgeologen Fil. Dr. ERLAND GRIP, BOLIDENS GRUVAKTIEBOLAG, möchte ich besonders für die wertvolle finanzielle Unterstützung, für die kritische Durchsicht des Manuskriptes und für die Genehmigung danken, das der Grubengesellschaft gehörige Material zu veröffentlichen. Meinen Dank möchte ich ferner Herrn Dr. UNO SVENSSON aussprechen, der die Prospektierungsarbeiten der BOLIDENS GRUVAKTIEBOLAG in Mittelschweden leitet und mich in die Geologie des Kalvbäcken-Gebietes eingeführt hat. Dank gebührt auch Herrn Dozenten Dr. Å. HENRIQUES, Königl. Technische Hochschule Stockholm, der freundlicherweise Pointcounteranalysen von Dünnschliffen zur Verfügung gestellt hat, die er anlässlich einer Untersuchung wegen Silikosegefährlichkeit ausgeführt hatte.

Besonders habe ich mich über den unerwarteten Beitrag in Form von Anschliffbildern von seiten meines ehemaligen Lehrers an der Montanistischen Hochschule in Leoben, Herrn Prof. Dr. Ing. O. M. FRIEDRICH gefreut! Ein Teil der Dünn- und Anschliffbilder wurden in altbewährter Weise von Herrn Werksphotographen L.



Abb. 1. Einsturz des mit Bergeversatz gefüllten, alten Tagbaues am 18.4.1962. Durch das Nachstürzen der Lockermassen wurde der südliche Teil des Schachtausbaues und die Verwerfung (schwarz, Bildzentrum) freigelegt. Bild gegen WSW aufgenommen.

KLÖTZ aufgenommen und ich möchte Herrn Direktor AXEL LUNDQVIST, E. LEITZ G.m.b.H., danken, der entgegenkommenderweise das Firmenlaboratorium für Mikrophotographie in Stockholm zur Verfügung gestellt hat. Sonstige Photo- und Röntgenarbeiten wurden am Mineralogischen Institut von Frau Fil. Kand. E. WALAKER ausgeführt und die Karten von Frau M. EKMAN für die Reproduktion umgezeichnet. Beiden möchte ich an dieser Stelle herzlichst danken.

Die Drucklegung der vorliegenden Arbeit wurde durch grosszügige Beiträge von BOLIDENS GRUVAKTIEBOLAG, SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING, STIFTELSEN LARS HIERTAS MINNE, LÄNGMANSKA KULTURFONDEN und STATENS NATURVETENSKAPLIGA FORSKNINGSRÅD ermöglicht. Herr Generaldirektor K. A. LINDBERGSON und Herr Byråchef Docent Dr. P. H. LUNDEGÅRDH, SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING, haben die Veröffentlichung in der Mitteilungsserie der Geologischen Landesanstalt ermöglicht. Nicht zuletzt möchte ich beiden meinen herzlichen Dank aussprechen.

## 1. Frühere geologische Kartierungen und Untersuchungen

Das untersuchte Gebiet liegt im Bereich von A. E. Törnebohms ausgezeichnete Übersichtskarte über "Mellersta Sveriges Bergslag" (Blatt 2, Masstab 1:250.000, 1880). F. R. Tegengren behandelte in seinem umfassenden Werk "Sveriges ädlare malmer och bergverk" (1924) auch die Geologie und Erze der Lagerstätte Kalvbäcken. Das Hällsjö-Gebiet liegt ausserdem auf dem Blatt Falun, das von S. Hjelmqvist und O. Kulling 1948 mit zugehöriger Beschreibung (S.G.U., Ser. Aa, Nr. 189) veröffentlicht worden ist. N. H. Magnusson gibt in seinem Lehrbuch "Malmgeologi" (1953, S. 300—301) einen kurzgefassten Überblick über die Geologie der Lagerstätte. P. Geijer (1964) berührt in seiner Arbeit über die Probleme der Vererzungen vom Typus Falun auch Kalvbäcken.

### Unveröffentlichte Arbeiten

1947 schrieb C. Björzén, Königl. Techn. Hochschule Stockholm, eine geologische Meldearbeit über die Grube Kalvbäcken und kartierte u. a. einen Teil der 120 m-Sohle. Die noch vorhandenen Dünnschliffe und Erzanschliffe wurden dem Verf. zur Verfügung gestellt. Im Jahre 1951 prospektierte F. Örngrim im Auftrage der BOLIDENS GRUVAKTIEBOLAG im Kalvbäckengebiet und nahm eine Karte im Masstab 1:4000 auf. U. Svensson stellte 1960 eine Karte über das Gebiet von Kalvbäcken-Vika Strand (Masstab 1:10.000) nach von F. Kautsky eingesammelten Gesteinsproben und Beobachtungen zusammen.

N. Pilava hat freundlicherweise eine Karte über die Aufschlüsse innerhalb des Grubengebietes im Masstab 1:800 und alle Grubenkarten mit einer Beschreibung zur Verfügung gestellt. Ausserdem liegen zwei Gutachten älteren Datums von S. Landergren (1929) und P. Geijer (1931) vor.

## II. Allgemeine regionalgeologische Übersicht

Kalvbäcken liegt 17 km südöstlich von Falun und 5 km WNW von der Silber-Kupfererzlagerstätte Lövåsen. Die geographische Lage geht aus der geologischen Übersichtskarte (Abb. 2) hervor.

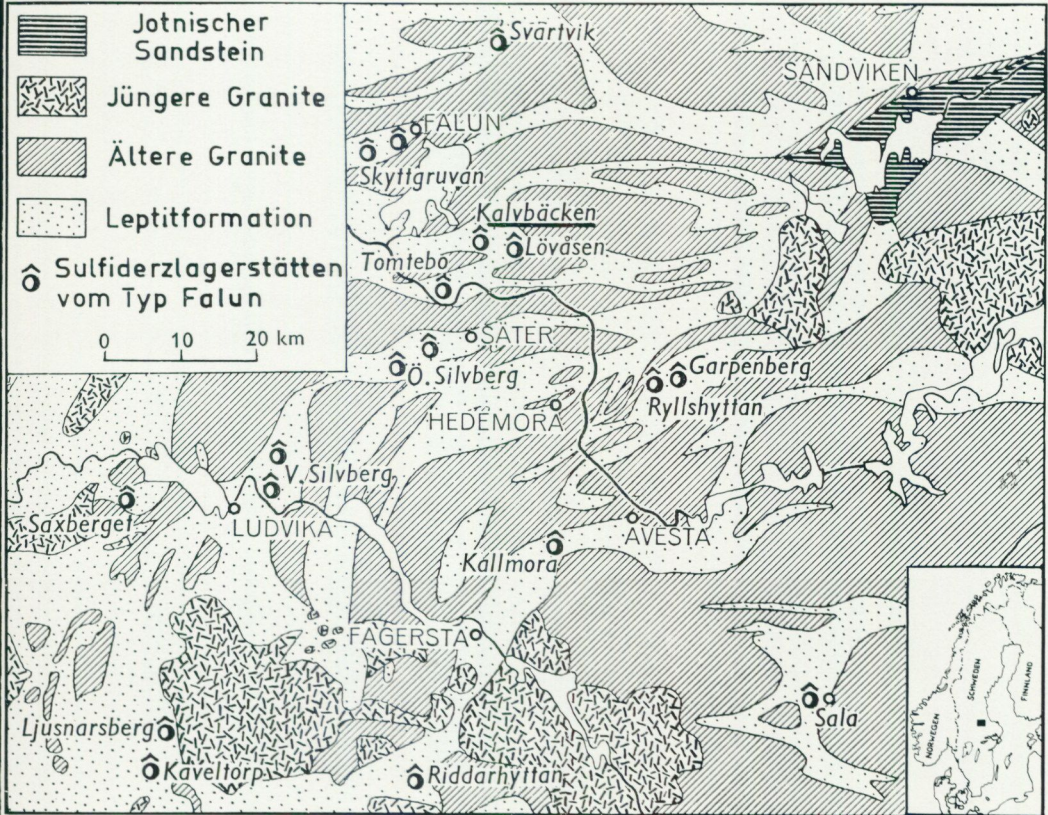


Abb. 2. Sulfiderzvorkommen vom "Typ Falun" (nach N. H. Magnusson 1950, S. 372).

P. Geijer und N. H. Magnusson (1944) haben in ihrem Eisenersymposium die Geologie Mittelschwedens ausführlich beschrieben. Hier soll nur eine kurze Zusammenfassung der Geologie entsprechend den obengenannten Verfassern wiedergegeben werden.

Die Gegend von Falun wird von Gesteinen des svekofennischen Zyklus beherrscht (Abb. 2). Die Leptitformation bildet den ältesten Teil des Svekofenniums. Die Leptite sind ursprünglich Suprakrustalgesteine, d. h. Laven, Tuffe und Sedimente, welche heutzutage in mehr oder weniger metamorphem Zustand vorliegen. Nach der Ablagerung der Suprakrustalserie mit zugehörigen vulkanisch-sedimentären Eisenerzen wurde der ganze Komplex von der altsvekofennischen Orogenese ergriffen und

intensiv gefaltet. Heutzutage liegen meistens steilstehende und isoklinale Falten vor. Während der Faltungsphase drangen die primorogenen "Urgranite" ein, welche im allgemeinen basische, intermediäre und saure Differentiate aufweisen. Grünsteine, das heisst z. T. metamorphe Gabbros und Diorite, bilden oft Vorläufer der Urgranite und deswegen werden beide gewöhnlich durch den Ausdruck „Grünstein-Urgranit-Serie" zusammengefasst.

Als Folge der Orogenese und Metamorphose wurden die alten superkrustalen Gesteine umkristallisiert und teilweise verschiefert. Die Karbonatgesteine reagierten mit den silikatischen Nebengesteinen unter Bildung von Kalk- und Kalkmagnesiumsilikaten. Auch die sedimentären Eisenerzlagerstätten wurden von der Metamorphose ergriffen und liegen heute z. T. als Skarneisenerze vor.

Es ist auffallend, dass die Erzvorkommen vom "Typ Falun" (vgl. N. H. Magnusson 1953, S. 285 ff.) oft in der Nähe von Urgraniten auftreten, wobei die Sulfide Karbonatsteine verdrängten und auch Imprägnationen in Silikatgesteinen verursacht haben. Die Faltungs- und Intrusionsperiode ging allmählich in ein ruhigeres Stadium über, welches durch Bruchtektonik und basischen Magmatismus gekennzeichnet ist.

Gegen Ende des Svekofenniums tritt neuerlich eine orogene Phase ein. Als Folge der metamorphen Differentiation werden die Gesteine z. T. in Adergneise umgewandelt. Stellenweise wird jedoch das Material vollkommen aufgeschmolzen, sodass neue, homogene Granite entstehen, welche den Abschluss des svekofennischen Zyklus darstellen.

Das Urgebirge wurde dann nach einer langen Ruheperiode schliesslich im Algonium von Ganggesteinen durchschlagen, welche den grossen Bruchlinien folgen. Es liegen sub- bis postjotnische Diabase und Porphyre vor.

Im übrigen sei auf N. H. Magnussons kurzgefassten Exkursionsführer (1960) verwiesen.

### III. Das Kalvbäcken-Hällsjö-Gebiet

Die geologische Aufnahme (Tafel I) wurde im Masstab 1:5000 ausgeführt. Als Kartenunterlage standen ausser Luftbildern im selben Masstab auch geophysische Messkarten zur Verfügung.

#### 1. Grosstektonischer Bau

Wie die Übersichtskarte (Abb. 2) zeigt, wird das geologische Bild von Urgranit, Leptit und jüngerem Granit dominiert. Die Reste der Suprakrustalformation schmiegen sich an den Urgranit an und man kann den grosstektonischen Stil als *Schlingentektonik* bezeichnen. Der jüngere Granit bildet Stöcke und grosse Massive, welche

im allgemeinen nicht den alten Strukturen folgen sondern diese oft überqueren und abschneiden. Die Faltenachsen stehen fast immer steil. Ein Sammeldiagramm über 47 im Kalvbäcken—Hällsjö-Gebiet eingemessene B-Achsen (Abb. 3) zeigt eine Anhäufung um  $0-50^\circ$  gegen SW.

Wie aus der Strukturkarte (Tafel II) hervorgeht, streichen die Gesteine, abgesehen von den jüngeren Ganggesteinen, hauptsächlich SW—NE. Drei jüngere tektonische Richtungen konnten beobachtet werden:

- a) Die erste verläuft ungefähr  $N 30^\circ E$  bis  $N 60^\circ E$  und stellt das Streichen der Tunadiabas-Gänge und des Gustavsporphyrs dar. In  $N 60^\circ E$  läuft auch eine Verschieferungszone, welche zugleich die südöstliche Begrenzung des Sees Hagelsjön darstellt und in Aufschlüssen nördlich von der Landstrasse nach Lövåsen zu sehen ist.

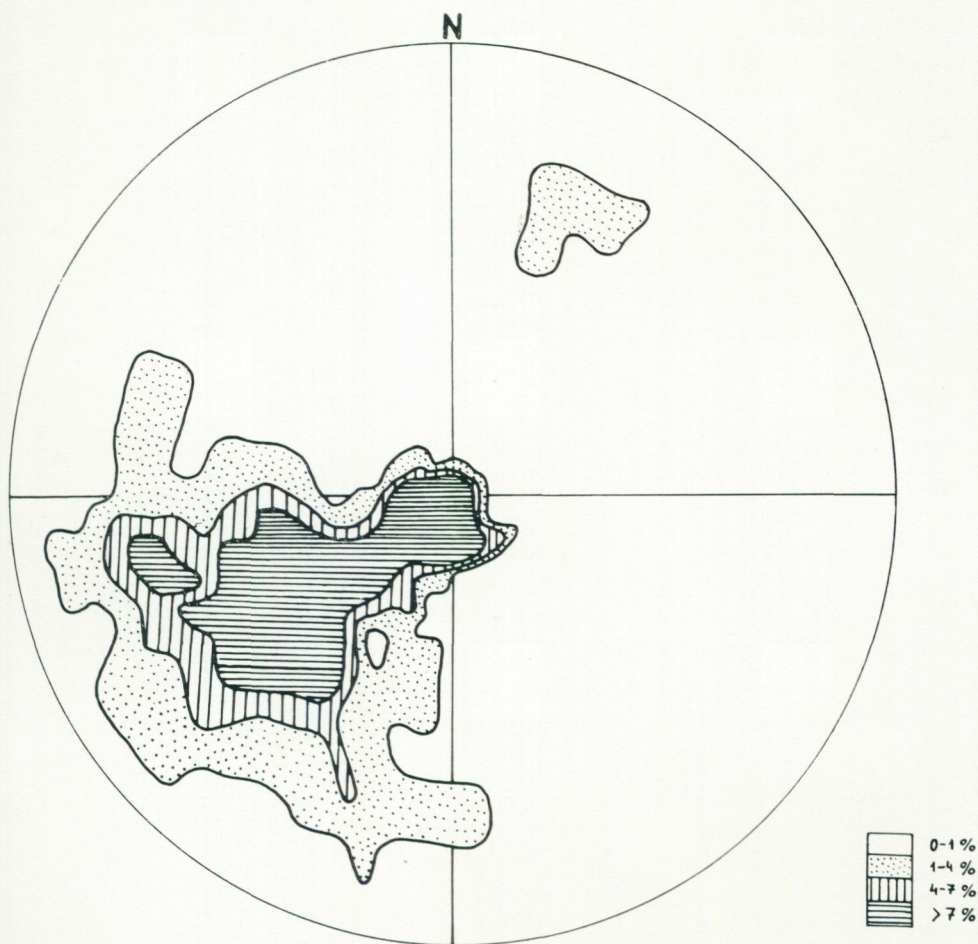


Abb. 3. Faltenachsen im Kalvbäcken—Hällsjö-Gebiet. Sammeldiagramm von 47 B-Achsen (untere Proj.-Halbkugel). Stereographische Projektion.

Eine mit Quarz verheilte Breccie nordöstlich von der Grube Kalvbäcken in der Nähe des Seeufers streicht ungefähr in der selben Richtung. Im Gelände kommt diese tektonische Zone durch eine 1 bis 2 m hohe Stufe zum Ausdruck.

- b) Die zweite Hauptrichtung, nämlich SSE—NNW, ist durch den ca. 50 m breiten Åsbydiabas-Gang am nördlichen Ufer des Sees Övre Klingen gegeben.
- c) Schliesslich muss hier noch die ungefähr ost-westlich verlaufende Störung erwähnt werden, welche das Grubengebiet Kalvbäcken durchquert (Abb. 16).

Von den geophysischen Messkarten gibt die Magnetometermessung einen besonders guten Überblick über den geologischen Bau des Gebietes. Das dominierende Streichen N 60°—70° E kommt überall gut zum Ausdruck. Der in N 20° W verlaufende Åsbydiabasgang hebt sich besonders deutlich ab. Die bilateral fast gleichmässig abnehmende magnetische Intensität deutet ein sehr steiles Einfallen an. Auch die Metabasite zwischen Bröten und Kalvbäcken und an der Strasse zwischen Hagelnäs und Kalvbäcken treten auf der magnetischen Karte gut hervor. Die Skarneisenerze von Strandgruvan ebenso wie die magnetit- und pyritführenden Skarnlinsen und die Metabasite südlich von Holn werden durch deutliche Anomalien wiederspiegelt.

## 2. Die Gesteine

### 2.1. Leptit

Als Leptite werden hier nach Geijer-Magnusson (1944, S. 20) saure Superkrustalgesteine der Korngrösse 0,03 bis 0,5 (—1) mm bezeichnet. Sundius (1923) konnte bei der Untersuchung des Grythyttfeldes beweisen, dass die dort vorkommenden Hälleflinten und Leptite grösstenteils vulkanische Bildungen, d. h. Laven und Tuff(it)e darstellen.

Die im Kartenbereich (Tafel I) vorliegenden Gesteine sind jedoch im allgemeinen stark umkristallisiert und z. T. vergneist, sodass das Gebiet für eine eventuelle Deutung des Ausgangsgesteins nicht geeignet ist. Es ist wahrscheinlich, dass zumindest die fein gebänderten, südlich vom Weiler Holn auftretenden Leptite metamorphe Tuffite sind (Abb. 4).

Die Farbe der Leptite variiert von grau bis rosa. Das Gestein ist meist schwach verschiefert. Das Gefüge ist fast ausnahmslos granoblastisch. Quarz, Plagioklas (Oligoklas-Albit) und Kalifeldspat bilden die Hauptbestandteile. Zu den wesentlichen Mineralien können Biotit, Muskovit und Chlorit gerechnet werden. In der Nähe von Umwandlungszonen mit Sulfidvererzung treten auch untergeordnet Granat, Staurolith, Andalusit, Sillimanit und Mg-reiche Silikate wie Cordierit und Anthophyllit auf.



Abb. 4. Gebänderter Leptit. Angewitterte Fläche. Die dunkle Bänderung beruht auf Lagen von fein verteiltem Aktinolith, Südlich von Holn. 0,8x nat. Gr.

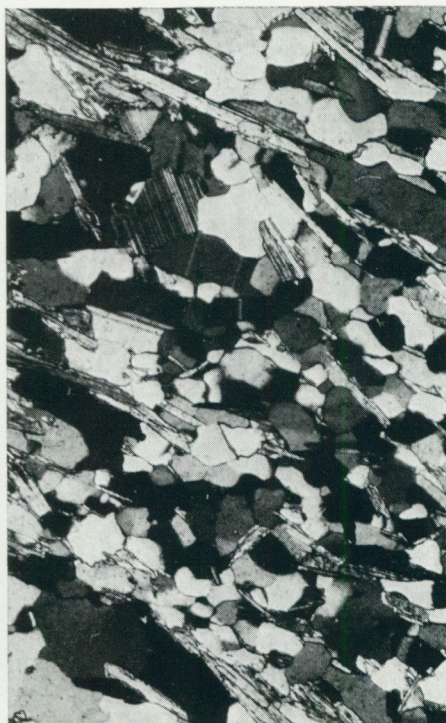


Abb. 5. Natronleptit. Quarz, Albit, Biotit und Muskovit. Bohrkern 285, 310 m-Sohle. Vergr. 50x, x Nic.

Die folgenden 4 planimetrierten Dünnschliffe\* stellen Proben von 120 m-Sohle der Grube Kalvbäcken dar.

## LEPTIT

Quarz .....	45,7	43,5	34,2	29,4
Feldspat .....	36,3	56,0	55,5	52,8
Muskovit .....		0,1	5,6	0,2
Biotit .....	18,0		4,3	17,6
Granat .....			0,4	
Anthophyllit .....		0,3		
Akzessorien .....		0,1		
Ungefähres Verhältnis Plagioklas:				
Kalifeldspat (Mikroklin) ....	2 : 1	1 : 2	1 : 1	1 : 3

\* Die im Zusammenhang mit Gesteinsbeschreibungen wiedergegebenen Planimeteranalysen von Dünnschliffen wurden von Ä. Henriques nach der Rosiwal-Methode ausgeführt. Die Länge der Messlinien variierte zwischen 70 und 90 mm. Verschiedene Messungen desselben Dünnschliffes ergaben, dass die stärkste Streuung, d. h. Abweichung vom arithmetischen Mittel der einzelnen Mineralkomponenten, unter 1 % lag und maximal für Quarz war. Eine Aufteilung der Feldspäte in Kali- und Kalknatronfeldspat wurde in den vorkommenden Fällen vom Verf. durchgeführt und die ursprünglich auf 2 Dezimalen berechneten Werte auf-, b. z. w. abgerundet.

Die Leptite innerhalb des Kalvbäcken—Hällsjö-Gebietes enthalten fast immer Kali- und Kalknatronfeldspat in schwankenden Verhältnissen und man kann von mehr oder weniger alkaliintermediären Leptiten sprechen (Vgl. Analyse I, S. 85). Leptittypen, die als einzigen Feldspat Plagioklas (Albit und sauren Oligoklas) enthalten, bilden Bänke im Kalvbäcken-Quarzitkomplex (Abb. 5) und können auch in der Nähe von Urgranitkontakten angetroffen werden. Diese ausschliesslich weisslichgrauen "Natronleptite" treten als Nebengestein der Skarneisenerzvorkommen Strandgruvan und Hällsjögruvan auf, stehen ausserdem ca. 1,5 km südöstlich vom Dorf Vika Strand an.

## 2.2. Leptitgneis

Als Leptitgneise werden regionalmetamorph umgeprägte Leptite bezeichnet. Die mineralogische Zusammensetzung entspricht jener der Leptite, die Korngrösse übersteigt jedoch 0,5 mm. Stellenweise können <5 mm grosse, oft gepresste Quarzkörner auftreten. Das Gefüge ist granoblastisch bis flaserig, wobei gewöhnlich tektonische Bänderung zu beobachten ist. Die Farbe des Gesteins variiert von grau bis rosa.

Leptitgneis bildet konkordante Einlagerungen in den tektonischen Einheiten und tritt oft im Anschluss an Urgranit auf. Letztere Tatsache lässt auf gewisse thermische Beeinflussung durch die Granitnähe schliessen.

## 2.3. Quarzite

Zwei verschiedene Quarzittypen wurden innerhalb des KALVBÄCKEN—HÄLLSJÖ-Gebietes angetroffen. Es handelt sich in beiden Fällen um sekundäre Quarzite, d. h. hydrothermal bis hydrothermal-pneumatolytisch umgewandelte Leptite, welche Sulfidzirprägnationen aufweisen.

A) Der im Grubengebiet Kalvbäcken gut aufgeschlossene, im allgemeinen dunkelgraue bis grünlichgraue Quarzit lässt sich über eine Strecke von ca. 1 1/2 km nach WSW verfolgen. Die Farbe der dunklen Quarzite ist hauptsächlich auf feinverteilten Chlorit, Biotit und Amphibol zurückzuführen. Aber auch hellgraue und rötlichgraue Quarzittypen wurden besonders im südöstlichen Teil des Grubengebietes beobachtet. Die letztgenannten Gesteine sind makroskopisch sehr schwer von Leptit zu unterscheiden. Im Grubengebiet und ca. 1 km westlich davon weist der Quarzit stellenweise Granatflecken auf. Es liegt Mg-Almandin vor, welcher skelettförmig Quarz durchwächst. Auf diese Weise entstehen violett-rötliche, bis 20 cm grosse Flecken ("Granatrosen"), die oft deformiert sind und dann eine längliche Form besitzen. Typisch für den Kalvbäcken-Quarzit sind

a) Mg-Al-reiche Minerale (Cordierit, Orthochlorit und Phlogopit)

- b) Mg-Fe-reiche Minerale (Orthoamphibol, Cummingtonit, Talk, Serpentin und Leptochlorit) und  
 c) Fe-Al-Silikate (Almandin und Staurolith).

Die Al-Silikate Sillimanit und Andalusit kommen seltener und nur in untergeordneten Mengen vor (Abb. 6).

Folgende 4 Dünnschliffanalysen sollen die Mengenverhältnisse veranschaulichen:

## KALVBÄCKENQUARZITE

Quarz .....	83,8	77,1	75,2	67,0
Muskovit .....	15,4	13,2		
Biotit .....				17,3
Chlorit .....		3,2	6,1	
Cordierit .....		1,4	11,8	
Granat .....			6,8	
Staurolith .....				5,7
Sillimanit + Andalusit .....				8,0
Erzmin. ....	0,7	5,1	0,1	
Akzessorien .....	0,1			2,0

Die auftretenden Mineralparagenesen werden auf S. 33 ff. eingehender behandelt.

B) Südlich vom Weiler Holn steht ein weisser bis hellgrauer und sehr feinkörniger Quarzittyp an. Es liegen, soweit ersichtlich, vier Linsen vor, die bis 80 m breit und sicherlich bis 200 m lang sind. Stellenweise ist magnetitführender Glimmer-, Chlorit- und Granatskarn eingelagert. Das Gestein weist nur äusserst schwache Sulfidimprägation auf und zwar hauptsächlich Pyrit (bis 2 mm grosse Körner) mit etwas Magnetkies und Kupferkies. Die für den Kalvbäckenquarzit typischen Mg-Fe-reichen Mineralparagenesen fehlen im allgemeinen.

Die Dünnschliffuntersuchung zeigt, dass ondulöser Quarz den Hauptbestandteil ausmacht (durchschnittliche Korngrösse 0,02 bis 0,1 mm). Plagioklas, d. h. Albit und saurer Oligoklas, bildet manchmal vereinzelte, bis 0,6 mm grosse Porphyroblasten, welche oft Quarzeinschlüsse aufweisen. Muskovit kommt nur in untergeordneten Mengen vor und tritt in Form von 0,2 bis 1 mm langen, oft gestauchten Tafeln und Paketen auf. Zu den Akzessorien können Serizit, Chlorit, Karbonat, Apatit, Eisenhydroxyde und opake Eisensulfide gerechnet werden. Die Textur ist granoblastisch.

Der Quarzit ist fast durchgehend verschiefert und stellenweise von mm- bis cm-breiten Quarzadern durchzogen. Die Schieferungsflächen weisen meist feinschuppige, serizitische Bestege auf und sind oft rostig. Es dürfte auch hier hydrothermal umgewandelter Leptit vorliegen.



Abb. 6. Sillimanit (Si)—Andalusit (A)—Staurolith (St)—Spinell (S)—Biotit (B)—Pinit—Quarzit. Weiss: Quarz. Die gebogenen Sillimanitbüschel, Andalusit- und Staurolith-Skelette weisen auf postkristalline Deformation hin. 120 m-Sohle. Vergr. 9x, 1 Nic.

#### 2.4. Karbonatsteine und Skarn

Innerhalb des Kartenbereiches sind an mehreren Stellen Karbonatstein und Skarn in die Leptitformation eingelagert. Ausser einigen Karbonat- bzw. Skarnhorizonten im Grubengebiet Kalvbäcken ist ein weiterer Kalkhorizont durch zwei kleine Steinbrüche 300 m südwestlich vom Weiler Holn und 100 m NE vom Teich Röstjärn gekennzeichnet.

Die Karbonatsteine sind auch in Gebieten, die sonst keine Spur einer späteren „Magnesiummetasomatose“ aufweisen, von Ca-Mg-Skarn ummantelt. Es liegt also ein reiner Reaktionsskarn vor. Diese Tatsache deutet an, dass vom Anfang an Dolomit oder zumindest dolomitischer Kalkstein vorhanden gewesen sein muss, der während regionaler Metamorphose mit dem leptitischen Nebengestein unter Bildung von Ca-Mg-Silikaten reagiert hat.

Die Kalksteine innerhalb des Grubengebietes Kalvbäcken sind „ophikalzitisch“. Dabei bildet Serpentin <2 cm grosse Flecken und Schlieren im grauen und z. T. leicht rötlichen Kalkstein. Der Serpentin dürfte aus anderen Magnesiumsilikaten durch Hydrierung hervorgegangen sein. Die Bildung von Ophikalzit setzt primäre Si-Gehalte oder Si-Zufuhr voraus (vgl. Magnusson 1953, S. 287). Rost und Hochstetter (1964, S. 190) sind bei der Untersuchung schwedischer Ophikalzite auf Grund des Volumenquotienten Karbonat: Olivin (bzw. Umsetzungsprodukte von Olivin) zum Schluss gekommen, dass u. a. auch der Ophikalzit von Falun durch  $\text{SiO}_2$ -Metasomatose entstanden sei.

Die wichtigsten Bestandteile der Reaktionsskarne sind Ca-Mg-Amphibole, Diopsid, Phlogopit, Ca-Granat und Ca-reicher Plagioklas. Innerhalb der Sulfiderzzone treten Mg-reiche Skarne auf, welche hauptsächlich aus Chlorit, Serpentin, rhomb. und monoklinem Mg-Amphibol, Mg-reichen Glimmern, Granat und Cordierit zusammengesetzt sind. Die wichtigsten Mineralparagenesen der Skarne sind auf S. 53 zusammengestellt. Die Skarneisenerze werden gesammelt auf S. 24 ff. behandelt.

#### 2.5. Metabasit

Die Metabasite (Amphibolite) sind feinkörnig und dunkelgrün bis graugrün. Obwohl das Gestein fast ausnahmslos schiefrig ist, weist es grosse Zähigkeit auf. Die metamorphen, basischen Intrusivgesteine bilden hauptsächlich konkordante, dm-bis einige Meter breite Gänge und linsenförmige Einlagerungen in der Leptitformation. Der Kontakt mit dem Nebengestein ist ausnahmslos scharf.

Zwölf Dünnschliffe wurden untersucht. Die folgenden drei Analysen sollen einen allgemeinen Überblick über die Mineralzusammensetzung geben:

## METABASIT

Amphibol .....	63,2	65,8	89,0
Plagioklas und Umwandl. Produkte .....	22,2	25,3	10,9
Quarz .....	9,7	4,6	—
Erzmin. ....	4,9	4,3	0,1

Das Gefüge ist nematoblastisch, wobei die Amphibolstengel gute Parallelorientierung zeigen (Abb. 7). Hornblende macht den Hauptbestandteil aus und ist meist das einzige Amphibolmineral. Stellenweise kommen auch Anthophyllit und Cummingtonit vor (Abb. 8). Das ist besonders in Zonen mit Sulfidvererzung der Fall (vgl. Eskola 1920, S. 98).



Abb. 7. Metabasit mit langprismatischer Hornblende. Schliff parallel B. Nematoblastisches Gefüge (lineares Parallelgefüge). Die opaken Sulfidminerale sind von chloritischen Reaktionssäumen umgeben. 120 m-Sohle. Vergr. 40x, 1 Nic.



Abb. 8. Metabasit. Das Gestein und damit auch die Hornblendeprismen sind  $\perp$  B geschnitten. Die Anthophyllitnadeln (weiss) zeigen keine Gefügeregelung. 120 m-Sohle. Vergr. 56x, 1 Nic.

Die Hornblende zeigt starken Pleochroismus:  $\gamma$  blaugrün  $>$   $\beta$  grün bis olivgrün  $>$   $\alpha$  grünlichgelb. Die Auslöschungsschiefe  $c_{\Lambda\gamma}$  liegt durchschnittlich um 18—20°. Cummingtonit wurde in Metabasit 500 m SW vom Schacht und vor allem innerhalb

des Grubengebietes Kalvbäcken beobachtet. Cummingtonit besitzt eine Auslöschungsschiefe  $c_{\lambda\gamma}$  von 18—20° und übersteigt nie mehr als ca. 3 % des Gesamtvolumens. *Anthophyllit* (<6 Vol. %) bildet bis 4 mm lange Nadeln, wobei Hornblende einschlüsse nicht ungewöhnlich sind. Der Achsenwinkel um die positive Mittellinie  $\gamma$  beträgt 64° (U-Tischmessung). Dieser Wert entspricht nach Tröger (1956, S. 71) einem eisenreichen Anthophyllit. Verwachsungen der vorhin genannten Amphibole miteinander sind nicht selten, doch sollen diese später eingehender behandelt werden. *Plagioklas* ist der wichtigste, in den Metabasiten auftretende Feldspat. Die Zusammensetzung wechselt von Oligoklas bis Andesin-Labradorit. Die Plagioklase sind selten frisch, sondern meistens stark zersetzt. Die Umsetzungsprodukte bestehen aus Serizit, Epidot, Zoisit, Karbonat und Quarz. *Kalifeldspat* wurde nur in einem Dünnschliff beobachtet. *Quarz* kann bis 10 % des Gesamtvolumens ausmachen, wobei oft ein Teil davon später zugeführt worden ist. Besonders in vererzten Zonen kann man Quarzadern- und Butzen in Metabasit antreffen. Brauner und grüner *Biotit* tritt in untergeordneten Mengen, teilweise als Umwandlungsprodukt von Hornblende auf. Sowohl Orthochlorite wie auch Leptochlorite sind vertreten. *Kalkspat* und *Prehnit* kommen vereinzelt als Spaltenfüllungen vor.

Magnetit, Sulfiderzminerale, Epidot, Zoisit, Klinozoisit und Apatit kommen akzessorisch vor.

Das Alter der Gänge lässt sich innerhalb des Kalvbäcken—Hällsjö-Gebietes nicht mit Sicherheit feststellen. Es ist wahrscheinlich, dass Metadiabase verschiedenen Alters vorliegen, welche z. T. zur Leptitformation gehören und z. T. etwas jünger als die Urgranite sind.

## 2.6 Diorit und Metadiorit

Diorite, welche heute teilweise in metamorpher Form vorliegen (Metadiorite), werden allgemein als basische Differentiate der svekofennischen "Grünstein-Urgranit-Serie" angesehen. Sie treten gewöhnlich in Form von grösseren Massiven auf. Im Kartenbereich stehen Diorit und Metadiorit nördlich und südöstlich vom See Hällsjön an, wo sie 100 bis 400 m breite und bis über 2 km lange Einheiten bilden und stellenweise Leptitbänke umfliessen. Gewöhnlich sind die Kontakte mit dem Nebengestein mehr oder weniger konkordant, doch brecciiert ca. 1 1/2 km NNW von der Grube Hällsjögruvan salischer Granit lokal den Diorit. Rein mineralogisch unterscheidet sich letzterer kaum von den vorhin beschriebenen Metabasiten. Beide weisen ungefähr dieselbe Mineralparagenese auf und gehören der Amphibolitfazies an.

Das Gestein ist dunkelgrün bis graugrün, feinkörnig und fast immer schiefzig. Schon makroskopisch kann man Hornblende, Plagioklas und vereinzelt Biotitpakete unterscheiden. Stellenweise treten bis 3 cm breite und 30 cm lange Epidot-schlieren auf.

Die mikroskopische Untersuchung zeigt, dass *Hornblende* immer mehr als die Hälfte des Gesamtvolumens ausmacht. Sie ist stark pleochroitisch nach dem Schema  $\gamma$  blaugrün  $>$   $\beta$  grün bis olivgrün  $>$   $\alpha$  grünlichgelb, die Auslöschungsschiefe  $c \wedge \gamma$  liegt zwischen  $16^\circ$  und  $19^\circ$ . Neben der Hornblende gehört z. T. leicht serizitisierter *Plagioklas* (Labradorit mit 55—56 % An) zu den Hauptgemengteilen. Brauner *Biotit* stellt teilw. das Umsetzungsprodukt von Hornblende dar und durchwächst meist die letztere. Der Pleochroismus ist deutlich:  $\gamma$  dunkel rötlich-braun  $>$   $\beta$  braun  $>$   $\alpha$  braungelb. *Quarz* muss zu den Nebengemengteilen gerechnet werden und ist manchmal poikilitisch in Hornblende eingewachsen.

Akzessorien: Epidot, Zoisit, Chlorit, Prehnit, Titanit, Apatit, Eisensulfide, Eisenoxyde- und Hydroxyde. Zirkon gibt stellenweise zu pleochroitischen Höfen in Hornblende Anlass.

### 2.7. Urgranit

Der den zentralen Teil des Hällsjögebietes dominierende Urgranit setzt nach NE fort, um allmählich im Kalvbäckengebiet auszustreichen. Apophysen vom Urgranit wurden in der Grube Kalvbäcken auf der 120 m- und 70 m-Sohle durchörtert bzw.

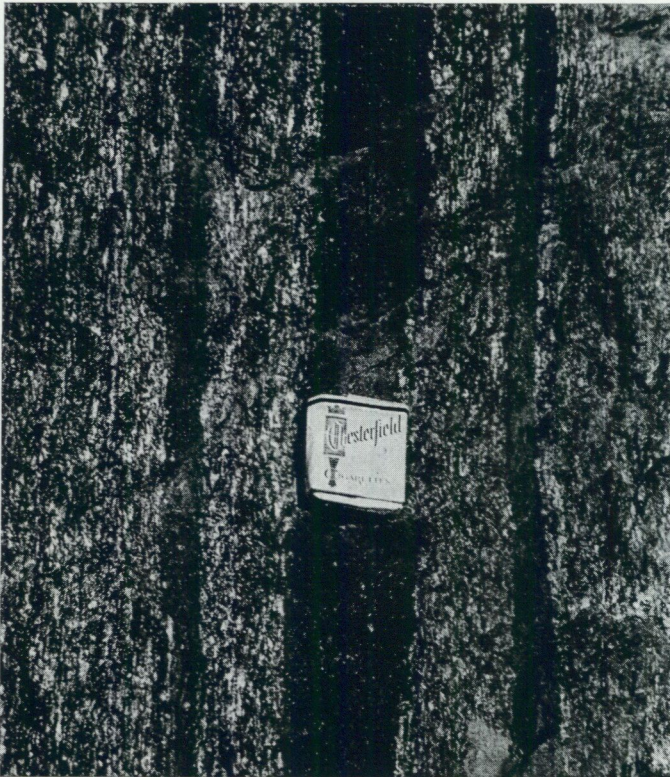


Abb. 9. Gleichkörniger, intermediärer Urgranit mit dunklen, amphibolitischen Schlieren. Vika Strand.

angebohrt. Ausserdem wird der Kartenbereich im Nordwesten von Urgranit begrenzt. Das Gestein ist meist vergneist und umkristallisiert. Die Korngrösse übersteigt im allgemeinen nicht 4 mm. Zwei Haupttypen können unterschieden werden.

Der *intermediäre* Urgranit ist von grauer bis rosagrauer Farbe und weist häufig dunkle Biotitstriemen auf. Die Hauptbestandteile sind Quarz, intermediärer bis saurer Oligoklas, Mikroklin und Perthit (Plag. > Kfsp.). Untergeordnet kommen Muskovit, brauner Biotit und Chlorit vor. Zu den Akzessorien können Epidot, Zirkon, Titanit, Apatit, Kalkspat und opake Erzminerale gerechnet werden.

Ungefähr 50 m NW von der Grube Hällsjö steht grauer, porphyrischer Urgranit an, der bis 2 cm grosse, rosarote Mikroklinaugen führt. Die Zusammensetzung der „intermediären Urgranite“ ist granitisch bis granodioritisch (vgl. Anal. X, S. 85).

Der *salische* Urgranit ist rötlich und enthält >30 % Quarz. Weiters gehören z. T. perthitischer Mikroklin und saurer Oligoklas zu den Hauptbestandteilen (Kfsp. > Plag.). In untergeordneten Mengen treten bräunlichgrüner Biotit und Chlorit auf. Epidot, Serpentin, Apatit, Zirkon und opake Erzminerale kommen akzessorisch vor.

Da fließende Übergänge zwischen salischem und intermediärem Urgranit vorliegen, ist die Grenze zwischen beiden hypothetisch.

## 2.8. Tunadiabas

Dieser Diabastyp kommt fast überall im untersuchten Gebiet vor, besonders häufig im südöstlichen Teil. Das Streichen variiert zwischen N 30° E und N 60° E. Die ersichtliche maximale Längserstreckung liegt bei ca. 200 m, die Mächtigkeit übersteigt nicht 10 m. Die Gänge durchschlagen grauen Gneis, Leptit und Quarzit.

Das Gestein ist dicht bis feinkörnig, dunkelgrau und oft von einer braunen Verwitterungskruste überzogen. Häufig sind bis 1,5 cm grosse, hellgrüne Plagioklaseinsprenglinge entwickelt, welche makroskopisch deutliche Zwillingslamellierung zeigen.

Ausser den Phänokristallen sind im Dünnschliff durchschnittlich 0,5 mm lange Plagioklasleisten ersichtlich, welche ein sperriges Gefüge aufweisen. Die grossen Plagioklaseinsprenglinge haben im Durchschnitt einen Anorthitgehalt von 38 % (Andesin), die kleineren Feldspatleisten einen An-Gehalt von 34 bis 54 % (Andesin-Labrador). Auch oszillierend zonar-schalige Plagioklase (Abb. 10) mit bis etwa 15 Rekurrenzen wurden beobachtet. Die Plagioklasleisten weisen z. T. dunkles Pigment auf, welches mehr oder weniger unregelmässig verteilt auftritt. Bei den Phänokristallen ist das Pigment meist zonar angeordnet, wobei oft die Randzonen, oft aber auch die Kerne dicht bestäubt sind. Anhäufungen von äusserst fein verteilter, opaker Substanz zeigen besonders die zwischen den Feldspatlamellen eingeschlossenen Zwickel. Weiters können zu den Hauptbestandteilen grünlich-grauer, z. T. umgewandelter Klinopyroxen und Chlorit gerechnet werden.

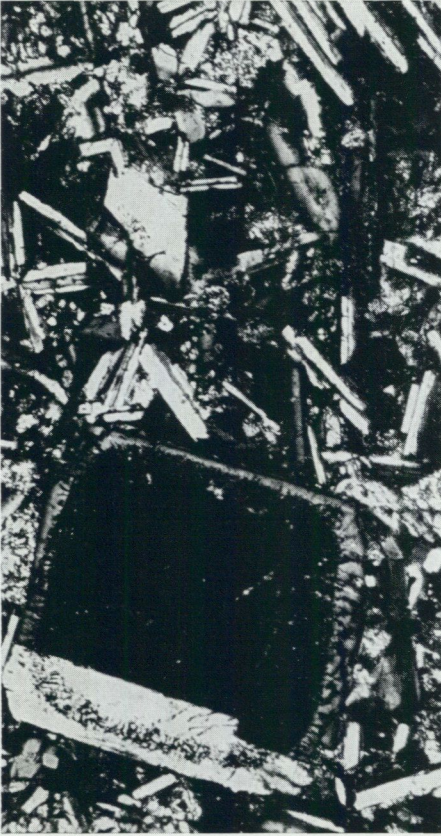


Abb. 10. Tunadiabas. Untere Bildhälfte: Verzwilligter und zonierter Plagioklasphäno-kristall. Die Grundmasse besteht aus Plagioklas, Chlorit und Pyroxen. Vergr. 60x x Nic.



Abb. 11. Doppelmandel in Tunadiabas. Quarz (mit Sphäritenkreuz) umgeben von chloritischer Randzone. Vergr. 60x. x Nic.

Der Tunadiabas, auch "Mandelstendias" genannt, ist reich an Gasblasen, welche mit sekundären Mineralien gefüllt sind. Die Mandeln haben einen durchschnittlichen Durchmesser von 3 mm und sind oft oval. Der Kern besteht entweder aus Quarz, welcher bei x Nic. ein einheitliches Sphäritenkreuz zeigt (Abb. 11), oder aus Kalkspat. Sowohl Quarz wie auch Kalkspat sind von einer grünen, chloritischen Randzone umgeben. Der Reichtum an Mandeln lässt vermuten, dass die Intrusion einst in geringer Tiefe erfolgte (magmatische Entgasung). Im Anschliff kann man vereinzelt Ilmenitkörner und Hämatitlamellen erkennen. Weiters treten häufig bis 1 mm grosse Pyritnester auf, wobei der meist skelettartige Pyrit Silikate verdrängt. Im allgemeinen wird für die Tunadiabase *subjotnisches* bis *jotnisches* Alter angenommen.

### 2.9. Gustavsporphy

Nur zwei Aufschlüsse wurden angetroffen. Ungefähr 250 m SSV vom Weiler Holn steht ein Porphyrgang in unmittelbarer Nähe von Tunadiabas an. Es ist möglich, dass ein „gemischter Gang“ vorliegt, denn solche sind im Gebiet von Falun gefunden und von S. Hjelmqvist (1948, S. 37) beschrieben worden.

Weiters wurde auf den Bergehalden der Eisenerzgrube Hällsjögruvan ein hellroter Porphyrtyp mit klarroten Feldspateinsprenglingen beobachtet. Der Gang ist auf der 70 m-Sohle durchörtert worden.

Der südlich von Holn anstehende Porphyr weist bis 3 mm grosse, kantige Phäno-kristalle in einer bräunlichroten, sehr feinkörnigen Grundmasse auf. Das Gestein führt <1 cm grosse, mit Kalkspat und Chlorit gefüllte Mandeln, wobei meist der den Kern bildende Kalzit von einem chloritischen Saum umgeben ist.

Die mikroskopische Untersuchung zeigt stark pigmentierte Einsprenglinge aus Albit und natronhaltigem Kalifeldspat ( $2V = 80^\circ$ , U-Tischmessung). Die holokristalline Grundmasse besteht aus idiomorphen bis hypidiomorphen, bräunlich pigmentierten Albitkristallen, teilweise durch Eisenoxyde bräunlich gefärbtem Leptochlorit und Quarz, der manchmal hexagonale, randlich mit Pigment bestäubte Schnitte aufweist. Akzessorisch treten Titanit, Apatit, Zirkon, Serizit, Fe-Oxyde und Hydroxyde und auch Eisensulfide auf.

Die Mineralzusammensetzung des vorliegenden Granitporphyrs stimmt gut mit dem von Hjelmqvist (1948, S. 39) beschriebenen, subjotnischen „Gustavsporphy“ überein.

Es ist möglich, dass Gustavsporphy und Tunadiabas Differentiationsprodukte vom selben Magma darstellen.

### 2.10. Äsbydiabas

Nur ein Gang ist bekannt und zwar nordöstlich vom Grubengebiet am gegenüberliegenden Ufer des Sees Övre Klingen. Auf den geophysischen Messkarten kann man den Diabas bis 300 m weit in den See hinaus verfolgen. Eine besonders deutliche Anomalie tritt bei der magnetischen Messung auf. Die nahezu bilaterale Symmetrie der Isanomalen lässt auf ein sehr steiles Fallen schliessen. Der ca. 50 m breite Gang streicht fast geradlinig NNW—SSE.

Der Äsbydiabas ist grünlichbraun und, zumindest im zentralen Teil, grobkörniger als der vorhin beschriebene Tunadiabas. Die Oberfläche ist gewöhnlich dunkelbraun angewittert und leicht rostig.

Das Gestein weist ophitisches bis intergranulares Gefüge auf und besteht hauptsächlich aus Plagioklas (im zentralen Teil des Ganges Labradorit mit  $An_{56}$ ), Klinohypersthen, rotbraunem Biotit und Erzmineralien. Im Anschliff findet man Magne-



Abb. 12. Äsbydiabas. Verzwilligter Labradorit, Klinohypersthen und opake Erzminerale. Vergr. 60x, x Nic.

tit, Ilmenit und auch Pyrit. Chlorit, Serizit und Quarz können zu den sekundären Mineralbildungen gerechnet werden. Apatit tritt akzessorisch auf.

Hjelmqvist (1948) nimmt für die Äsbydiabase *jotnisches* bis *postjotnisches* Alter an.

### 3. Eisenerzlagerstätten

Innerhalb des Kartenbereiches sind zahlreiche kleinere Magnetit- und Kiesvorkommen beschürft worden. Die meisten davon sind jedoch bedeutungslos und nicht abbauwürdig. Zwei grössere Skarneisenerz-Lagerstätten sollen kurz beschrieben werden.

#### 3.1. Die Grube Strandgruvan

Die Grube liegt ca. 1 km östlich von der Ortschaft Vika Strand. Der Betrieb ist vor 100 Jahren niedergelegt worden. Heutzutage sind nur mehr zwei mit Wasser gefüllte Tagbauöffnungen zugänglich. Es handelt sich um zwei Erzkörper, deren Breite nicht 7 m übersteigt. Das Nebengestein besteht aus grauem, manchmal verschiefertem und z. T. skarnegebändertem Natronleptit, der  $N 10^{\circ} E$  streicht und  $80^{\circ}$  gegen W fällt. Das Gestein weist eine ausgesprochene Stengligkeit auf, welche  $45^{\circ}$  nach S  $20^{\circ}$  W einfällt. Auf den Halden liegt hauptsächlich dunkelgrüner, von Mag-

netitschlieren durchzogener Serpentin-Chlorit-Aktinolith-Skarn. Der Aktinolith bildet bis 3 cm lange Stengel und Garben und ist teilweise chloritisiert. Akzessorisch tritt Titanit auf. Talk und Chlorit bilden Bestege auf Schieferungsflächen. Kalkspatadern können stellenweise reichlich im Erz vorkommen. Rhodonit wurde in einem Fall beobachtet. Ausserdem sind die leicht angewitterten Blöcke oft von einer schwarzen Manganhaut überzogen. Der Mn-Gehalt dürfte jedoch nicht 1 % übersteigen.

Anschliffe zeigen, dass überwiegend Magnetit in Form von hypidiomorphen bis allotriomorphen, körnigen Aggregaten und Schlieren auftritt. Pyrit bildet vereinzelt bis 5 mm grosse Nester und ist manchmal lagig mit Magnetit verwachsen. Kupferkies kommt akzessorisch an Korngrenzen zwischen Magnetit und Pyrit vor und bildet auch Einschlüsse im letzteren. Die Sulfide sind später in das Eisenerz eingewandert.

### 3.2. Die Grube Hällsjögruvan

Die Lagerstätte liegt ca. 3 km südlich vom Dorf Vika Strand. Die Grube wurde neulich nach langer Stilllegung wieder in Betrieb genommen. Die schmalen Erzlinen streichen N 55° E. Nach mündl. Mitteilung des Steigers ist die Gesamtlänge des Erzkörpers ca. 70 m. Die beim Zeitpunkt der Untersuchung (Sept. 1962) erreichte Teufe war ebenfalls 70 m. Das beste Erz bestand aus fast reinem Magnetit mit dunkelgrünen Amphibolschlieren. Die Breite der bearbeiteten Erzlinse überstieg jedoch nicht 3 m. Pyrit kann lokal in den peripheren Teilen der Lagerstätte auftreten. Das Nebengestein ist hellgrauer bis weisser, im allgemeinen gebänderter, natronextremer bis natronbetonter Leptit, der gegen SE in rötlichgrauen, kalireichen Leptit (mit Mikroklin und Perthit) übergeht. Wie aus Tafel I ersichtlich ist, liegt die Lagerstätte nicht weit vom Urgranitkontakt. Ausläufer des Urgranites und ein Gustavsporphyrang sind in der Grube durchörtert worden. Stellenweise tritt im Erz Granatskarn auf. Rötlichbrauner Granat bildet bis 10 cm grosse Klumpen, die oft von strahligen Aktinolith- und Hornblendeaggregaten durchwachsen sind. Epidot und Chlorit kommen akzessorisch vor. Kalkspat und Quarz treten als Kluffüllungen auf, wobei letzterer in vereinzelt Fällen Molybdenglanzschüppchen führt. Scheelit kann bis 1,5 cm grosse Kristalle in Granat und Quarzgängen bilden. Der Mn-Gehalt der Erze liegt unter 0,4 %. Geijer & Magnusson veröffentlichten 1944 (S. 626) eine Erzanalyse.

## IV. Beschreibung der Lagerstätte Kalvbäcken

Die geologische Aufnahme des eigentlichen Grubengebietes geschah im Masstab 1:800 (Tafel III). Als Kartenunterlage diente ein Plan im selben Masstab. Alle Aufschlüsse in den stellenweise zugeschütteten Schurfgräben wurden mit Massband eingemessen.

#### 4. Geologische Übersicht

Die Lagerstätte Kalvbäcken liegt in einem gefalteten und stellenweise stark verschieften Leptit-Quarzit-Komplex. Das Auftreten der Quarzite und die vorkommenden Mineralparagenesen deuten an, dass hochhydrothermal-metasomatisch umgewandelte Leptite vorliegen. Die Quarzite unterscheiden sich von den Leptiten hauptsächlich dadurch, dass die Feldspäte teilweise oder vollkommen zersetzt und durch andere Magnesium-Eisen-Aluminiumsilikate ersetzt worden sind.

Schon bei der Kartierung der zugänglichen Aufschlüsse ober Tage (Tafel III) kann man mindestens fünf mehr oder weniger gut ausgeprägte Skarnlager erkennen, wovon zwei von besonderer Bedeutung für die Lokalisierung der Erze waren. In das nördliche der beiden Haupt-Skarnlager sind ausserdem an zwei Stellen Kalklinsen eingelagert. Der von Kalkmagnesium-Skarn umgebene Kalkstein führt Serpentin („Ophikalzit“) und Chlorit. Da die linsenförmigen Körper in Faltenchenkeln in unmittelbarer Nähe der Scheitel liegen, kann man annehmen, dass ihre gegenwärtige Lage eine Folge tektonoplastischen Wanderns zu Druckminima ist. Dass die Tektonik auch eine massgebliche Rolle bei der Zufuhr der Erzlösungen und schliesslich für die Form der Lagerstätte spielte, wird auch von Magnusson (1953, S. 300) und Geijer (1964, S. 16) betont.

Ganz allgemein kann man feststellen, dass die beiden grossen Erzkörper *Kalvbäcksmalmen* und *Blågruvemalmen* eine ausgesprochene Linealform aufweisen (vgl. Seigerriss, Tafel V). Die erzführenden Lösungen haben zwei säulenförmig ausgewalzte Kalk-Dolomit-Skarnkörper brekziiert, z. T. gänzlich verdrängt und stellenweise auch Imprägnationen im silikatischen Nebengestein verursacht. Die Erze des *Koppargruvemalmen* treten ausschliesslich in Silikatgestein auf. Die Form dieses Erzkörpers ist, wie Abb. 13 zeigt, viel unregelmässiger und von der Art und Struktur des Nebengesteins abhängig.

Metabasitgänge und -Linsen bilden mehr oder weniger konkordante Einlagerungen in den Leptiten und Quarziten. Sie weisen innerhalb der Zonen mit Sulfidvererzung stellenweise schwache Erzimprägnationen auf.

Nach Norden hin grenzt der Kalvbäckenquarzit an Urgranit. In der ca. 25 m breiten Übergangszone (über Tage) ist der Quarzit von dm-breiten Quarzgängen und -Drüsen durchzogen. Der Kontakt zwischen Quarzit und einem Urgranitausläufer ist auf der 120 m-Sohle aufgeschlossen; er ist keineswegs scharf, sondern es liegt ein allmählicher Übergang vor. N. Pilava konnte feststellen, dass auf der 70 m-Sohle ein kleiner Erzkörper des *Kopparmalmen* von einer Granitapophyse durchschlagen wird. Diese Beobachtung ist von Bedeutung für die Alterstellung der Vererzung.

Ein leicht umgewandelter Diabasgang wurde vom Verfasser 285 m südöstlich vom Schacht angetroffen (S. 47).

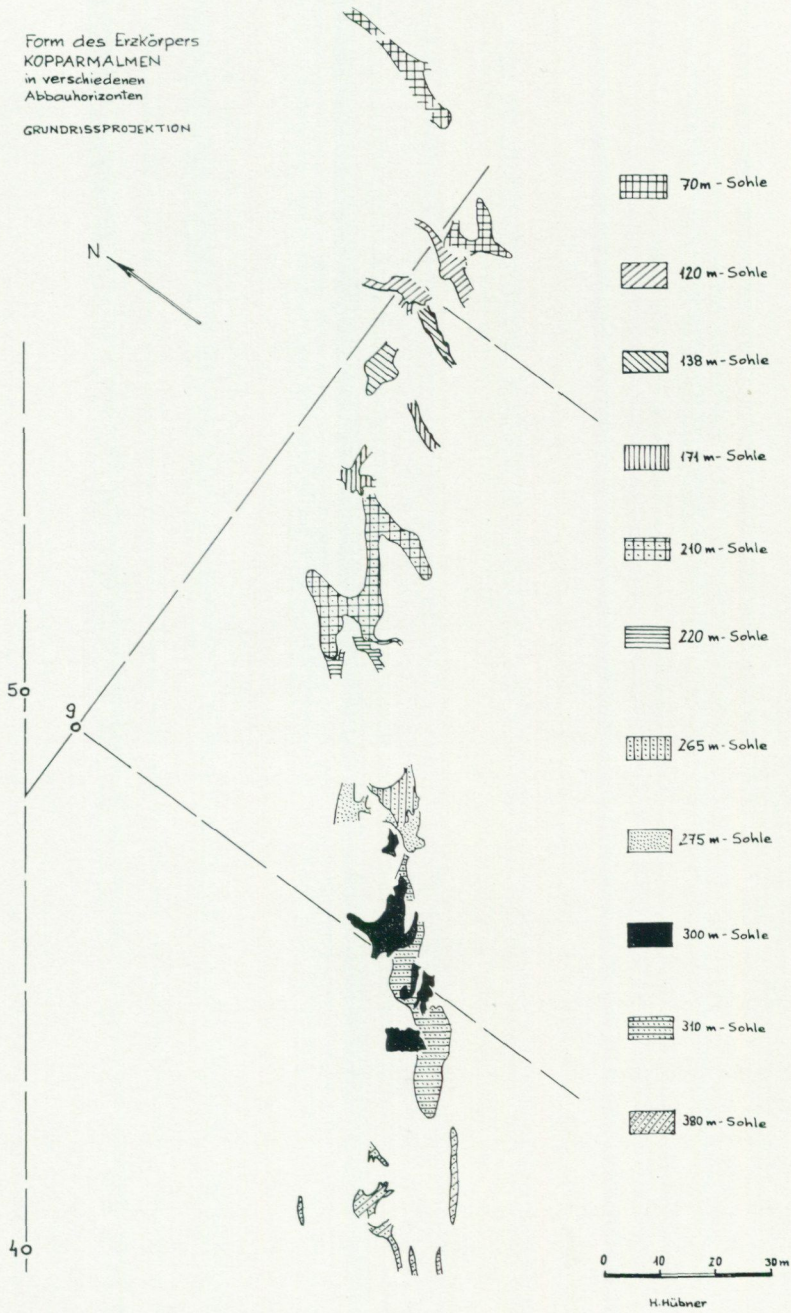


Abb. 13. Form des Erzkörpers KOPPARMALMEN in verschiedenen Abbauhorizonten. Grundrissprojektion.



Abb. 14. Quarzit mit ausgesprochener Linearstruktur. Linearenrichtung parallel der B-Achse. 120 m-Sohle. Breite der unteren Bildkante ca. 1 m in natürlicher Grösse.

### 5. Kleintektonik

Die längliche Form der Erzkörper läuft parallel mit den Faltenachsen, die  $55-56^\circ$  gegen SW einfallen. Ausserdem zeigt das Gestein meist eine ausgesprochene Stengigkeit, welche als Striung parallel der axialen B-Richtung zum Ausdruck kommt (Abb. 14).

Die Lineation ist eine Folge von Biegegleitungsvorgängen während des Faltungsprozesses.

Die wichtigste Voraussetzung für die Vererzung war jedoch das Vorhandensein von Kluftsystemen. Als Folge der Faltung wurde das Gestein zerschert und so Zufuhrwege für die Erzlösungen geschaffen. Die tektonische Analyse wurde nach der von O. Mellis (1942) vorgeschlagenen Methode in stereographischer Projektion ausgeführt. Es zeigte sich, dass in der Nähe der Erzkörper drei Hauptkluftsysteme vorliegen und zwar ein nordöstliches, ein nordwestliches und ein horizontales. Aus den

Diagrammen I und II auf Tafel V geht hervor, dass zwei der Flächensysteme beinahe parallel mit den Faltenachsen sind. Folgende Figur soll zur besseren Veranschaulichung beitragen:

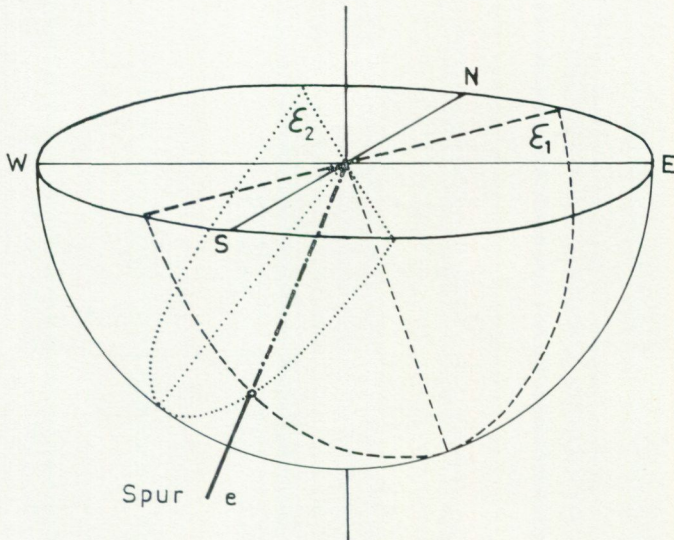


Abb. 15.

Das Kluftsystem  $\epsilon_1$  entspricht (ab)-Ebenen und das System  $\epsilon_2$  Ebenen vom Typ (bc). Die Schnittlinie (Spur e) der beiden Ebenen läuft ungefähr parallel dem tektonischen B.

Das Grubengebiet Kalvbäcken wird von einer ungefähr E—W streichenden Verwerfung durchzogen, welche jedoch im Gelände nicht zum Ausdruck kommt. Durch den Einsturz des alten Tagbaues am 18.4.1962 wurde am Ausstrich der Störung eine ca. 3 m breite, durch zusitzende Tagwässer nachträglich aufgelockerte Zerrüttungszone freigelegt (Abb. 1). Auf der 120 m-Sohle weist die Verwerfung stellenweise eine 5—20 cm breite Kluftlettenfüllung auf. Das Gestein in der Nähe der eigentlichen Bewegungsfläche ist stark verschiefert und zerschert, wobei die im südöstlichen Teil der 120 m-Sohle (Tafel VI) auftretenden divergentstrahligen Klüfte und Ruschelzonen stark an sogenannte „Pferdeschwanzstrukturen“ erinnern.

Obwohl die Verwerfung jünger als die Vererzung ist, hängt ihre Ausbildung ohne Zweifel mit der Faltung zusammen.

Es ist anzunehmen, dass der Faltungsvorgang nach der Vererzung noch nicht ganz abgeschlossen war und schliesslich nach Überschreiten der Elastizitätsgrenze in eine Abscherung resultierte (vgl. Abb. 16).

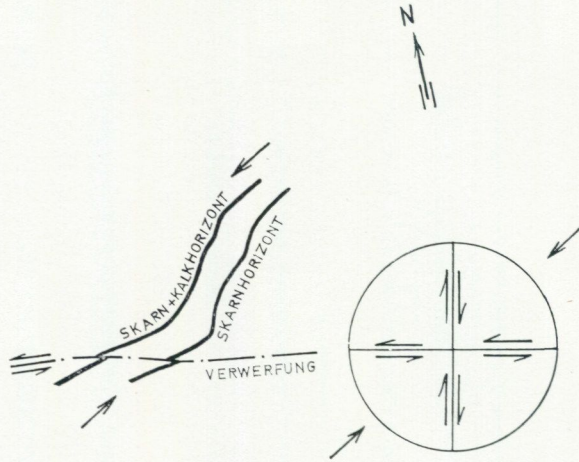


Abb. 16.

Die Bedeutung des Verwerfers für die gegenwärtige Lage der Erzkörper wird auf S. 64 behandelt. Dass tektonische Bewegungen auch nach der Vererzungsphase stattgefunden haben, beweisen postkristallin deformierte Bleiglanzaggregate und Pyritbrekzien (Abb. 17).

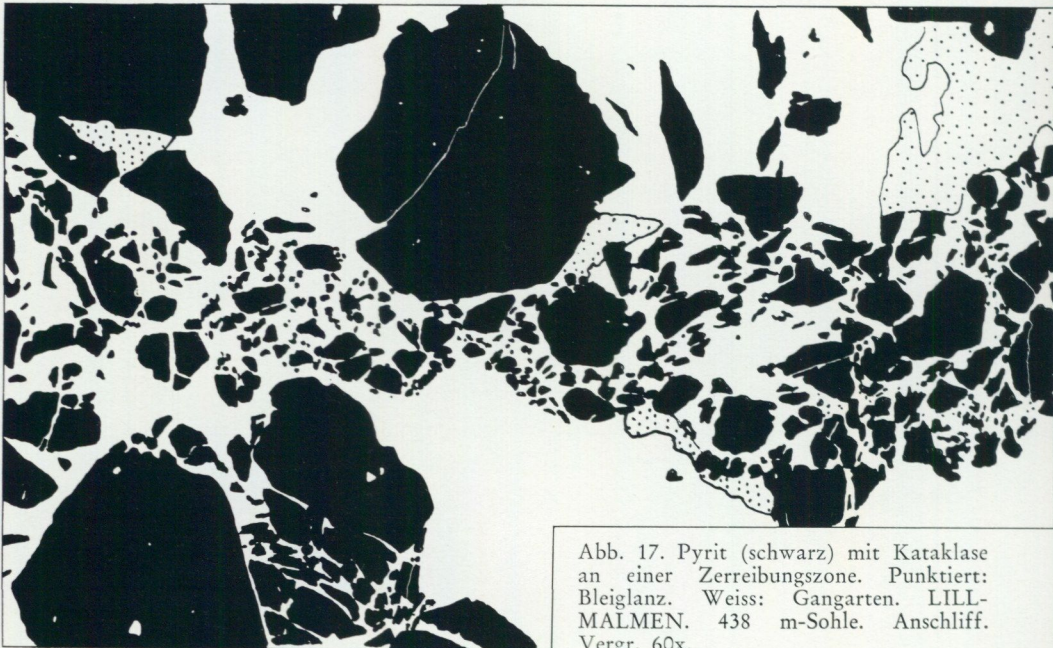


Abb. 17. Pyrit (schwarz) mit Kataklaste an einer Zerreibungszone. Punktiert: Bleiglanz. Weiss: Gangarten. LILLMÄLMEN. 438 m-Sohle. Anschliff. Vergr. 60x.

## 6. Die Gesteine

### 6.1. Die Leptite

Die grauen, rosagrauen bis rosafärbigen Gesteine sind sehr feinkörnig und mehr oder weniger gleichkörnig. Die Korngrösse schwankt zwischen 0,03 und 1 mm. Das Gefüge ist im allgemeinen granoblastisch und zeigt in seltenen Fällen auch Übergänge zu porphyroblastischem Gefüge, wobei meist Kalifeldspat und Quarz, seltener auch Granat und Plagioklas Porphyroblasten bilden.

Hauptbestandteile der Leptite:

	Vol. %
Quarz, im allg. ....	30—50
Oligoklas, seltener Albit und Antiperthit .....	bis 60
Kalifeldspat (Mikroklin) .....	bis 30
Muskovit .....	bis 30
Biotit (Meroxen-Lepidomelan, innerhalb der Umwandlungszone auch Phlogopit) .....	bis 30

Plagioklas und Kalifeldspat kommen in wechselnden Verhältnissen vor. Bei beginnender hydrothormaler Umwandlung wird der Kalifeldspat allmählich durch Muskovit ersetzt, um schliesslich ganz zu verschwinden. Gleichzeitig geht der Biotit in Phlogopit, bzw. Chlorit über und der Plagioklas zerfällt in Serizit.

Der in den mehr oder weniger alkaliintermediären Leptiten vorkommende Biotit ist grün bis grünlichbraun. Die Natronleptite führen nur braunen (Mg-reichen)



Abb. 18. Feinkörniger Granat bildet Lagen in Leptit. Bohrkern 285, 310 m-Sohle. Vergr. 50x, 1 Nic.

Biotit. Parallelverwachsungen von Muskovit mit Biotit bzw. Chlorit sind selten.

Die stellenweise in die Quarzite eingelagerten Natronleptit-Bänke können bis ca. 10 % Cordierit und Anthophyllit enthalten. In der Nähe der Umwandlungszonen kommen auch Granat, Staurolith, Andalusit und Sillimanit in untergeordneten Mengen vor.

Epidot, Klinozoisit und Amphibole der Aktinolith-Hornblendereihe deuten ehemalige, kalkige Horizonte an. Die Phyllosilikate und Amphibole zeigen meist subparallele Einregelung.

Zu den Akzessorien können Titanit, Apatit, Rutil, Zirkon, opake Erzminerale (Magnetit und Fe-Sulfide) und Fe-Hydroxyde gerechnet werden. In Biotit eingelagerter Zirkon ist meist von pleochroitischen Höfen umgeben. Kalkspat, Quarz und Chlorit bilden Spaltenfüllungen. Bergpech wurde auf der 120 m-Sohle vereinzelt in mm-grossen Hohlräumen beobachtet.

In der Nähe tektonischer Zonen ist der Leptit z. T. stark verschiefert, sodass Übergänge zu Glimmerschiefer entstehen. Lokal brekziierte Zonen zeigen im Dünnschliff Mörtelkranzstrukturen.

Ca. 300 m ENE vom Schacht ist der Leptit leicht vergneist. Als Folge davon tritt Vergröberung des Kornes und schwache, tektonisch bedingte Bänderung auf.

## 6.2. Karbonatgesteine

Durch den Einsturz des alten Tagbaues im April 1962 wurde weisser Kalkstein direkt am Schacht freigelegt. Weiters steht Ophikalzit im längsten Schurfgraben 170 m nordöstlich vom Schacht an. Beide Aufschlüsse gehören dem selben (nördlichen) stratigraphischen Horizont an. Der zweite, südliche Karbonatsteinhorizont ist über Tage nur durch Mg-Silikatskarnvorkommen angedeutet. Ganz allgemein lässt sich feststellen, dass die Karbonatgesteine in (Ca, Mg)-Skarn und schliesslich in Mg-Skarn übergehen. Die Karbonatsteinvorkommen innerhalb des Grubengebietes liegen in der Nähe von Faltenscheiteln und sind — im Seigerriss gesehen — linealförmig ausgewalzt, was sich im Grundriss durch linsenförmige Verdickungen äussert. Die Kalke und Dolomite wurden bei der Vererzung z. T. verdrängt, wobei das Karbonatmaterial grösstenteils nach oben abgewandert sein dürfte. Es kommen jedoch auch schmale Kalkspatgänge im silikatischen Nebengestein vor.

Die vom Verf. untersuchten Kalksteine waren nie rein, sondern führten immer Silikate und meist auch Quarz. Serpentin bildet Ballen und unregelmässige Netzwerke (Abb. 37 und 38), kann aber auch Karbonatkristalle nach Rhomboederflächen umwachsen. Weiters können Phlogopit, Fe-armer Chlorit, Talk, Klinozoisit, Grammatit und Diopsid auftreten. Die wichtigsten Erzminerale sind Pyrit, Zinkblende und Bleiglanz.

Die Frage, wie und wann der Dolomit gebildet worden ist, kann nicht mit Sicherheit beantwortet werden. Was die Ophikalzitbildung angeht, müssen wir entweder

- a) einen „unreinen“ Dolomit voraussetzen  
 b) oder annehmen, dass schon ein Dolomit vorlag, wobei Si später zugeführt worden ist.

Das Mg des Dolomites kann dabei mit Si Silikate gebildet haben und als Rest würde ein „entdolomitisierter“ Kalkstein übrigbleiben (vgl. Geijer, 1959 S. 527 und E. Högborg 1962 a. S. 274).

- c) Zuletzt liegt noch die Möglichkeit vor, dass ein reiner Kalkstein durch Zufuhr von Mg und Si schliesslich in Ophikalzit übergeht.

Die letzteren zwei Möglichkeiten sind am wahrscheinlichsten; welche davon zutrifft, kann nicht mit Sicherheit entschieden werden. Die vererzten Kalk-Dolomit-Körper waren zu Beginn der Untersuchung bereits vollständig abgebaut und konnten nur mehr in Form von Handstücken studiert werden.

### 6.3. Quarzit

Die Quarzite sind feinkörnig und weisen eine durchschnittliche Korngrösse von 0,1 bis 1 mm auf. Die Farbe variiert im allgemeinen zwischen grünlichgrau und dunkelgrau, kann aber auch hellgrau und rötlichgrau sein. Die grünen Farbtöne sind eine Folge starken Chloritgehaltes, die rötlichen beruhen auf feinverteiltem Granat. Ansammlungen von Almandin bilden besonders im südlichen Teil des Quarzitkomplexes rötlichviolette Flecken (Abb. 19). Stellenweise treten bis 10 cm lange, grüne und bräunliche Amphibolgarben auf.

Im Dünnschliff zeigt das Gestein granoblastisches bis porphyroblastisches Gefüge. Die Gefügeregelung ist ausnahmslos eine Folge mechanischer Verformung. Oft können rotierte Gefüge beobachtet werden (Granat, Staurolith, Sillimanit; vgl. Abb. 6). Die Deformation ist para- bis postkristallin.

Die Minerale werden hier ungefähr in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit beschrieben.

Quarz macht fast ausnahmslos mehr als 50 Vol. % und in extremen Fällen bis 95 Vol. % aus, ist stark umkristallisiert und weist meist ondulöse Auslöschung auf. Die Aggregate sind oft gepresst und der Kornverband schwach buchtig bis verzahnt. Auf Grund des hohen Quarzgehaltes der erzführenden Gesteine werden diese als „Erzquarzite“, „sekundäre Quarzite“ oder der Einfachheit halber als „Quarzite“ bezeichnet.

Sowohl optisch positiver wie auch negativer (d. h. Fe-ärmer und Fe-reicher) *Cordierit* und Umsetzungsprodukte davon spielen nach Quarz mengenmässig die wichtigste Rolle. Wo *Cordierit* zusammen mit Sillimanit, Staurolith oder Talk vorkommt, weist er fast ausnahmslos starke Zerfallserscheinungen auf.



Abb. 19. Granatrosen- und Schlieren (hellgrau) in Quarzit (dunkelgrau). Bohrkern 6, 120 m-Sohle, 44,2–45,2 m.



Abb. 20. Von Chlorit durchwachsender Granatporphyroblast (untere Bildhälfte). In der Chloritmasse (obere Bildhälfte): Quergehende Serpentinader. 120 m-Sohle. Vergr. 56x 1 Nic.

Folgende Umwandlungsformen von Cordierit wurden beobachtet:

- a) Beginnende Serizitisierung und Chloritisierung vom Rande oder von Spalten aus (Abb. 21 a).
- b) Durchgehende Serizitisierung unter Stress, wobei der Hellglimmer unregelmässige, feinschuppige Massen oder wurmförmige Aggregate bildet.
- c) Felderweise Chloritisierung. Cordieritreste und Chlorit ergeben ein schachbrettähnliches Muster (vgl. Abb. 21 b).
- d) Felderweise Chloritisierung, wobei die serizitischen Spaltenfüllungen erhalten bleiben und die Chloritfelder begrenzen.
- e) Serpentinisierung und Chloritisierung, oft begleitet von Serizitisierung. Die hier genannten Umsetzungsprodukte sind manchmal durch sekundäre Eisenhydroxydlösungen gelblich gefärbt.
- f) Reine Umwandlungen in Chlorit.      g) Kombinationen von b) und f).
- h) Z. T. optisch fast isotrope Chloritpseudomorphosen.

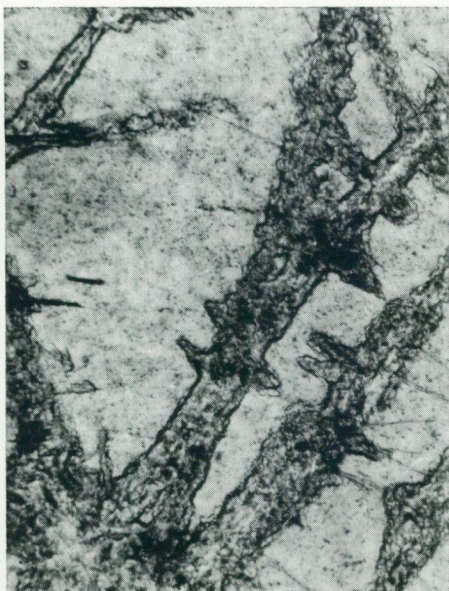


Abb. 21 a. Beginnender Zerfall von Cordierit (hellgrau). Von Spalten ausgehende Pinitisierung (dunkelgrau). Vergr. 160x, 1 Nic.



Abb. 21 b. Felderweise chloritisierter Cordierit (Cordierit weiss). Vergr. 56x, x Nic.

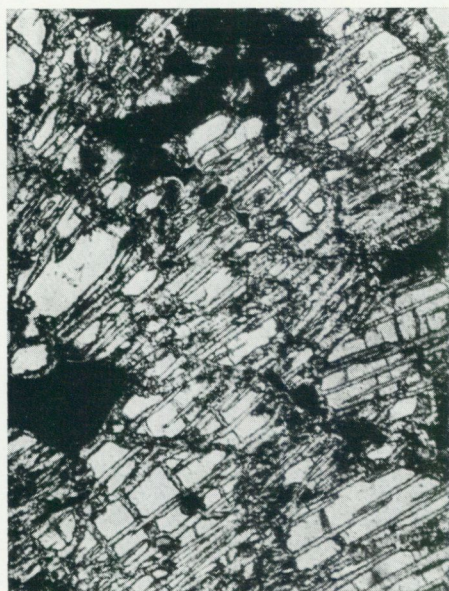


Abb. 21 c. Ziemlich weit fortgeschrittene Pinitisierung. Helle Felder: Cordieritreste. Schwarz: Spinell und Erz. Vergr. 56x, x Nic.



Abb. 21 d. Fast zur Gänze umgewandelter Cordierit. Umsetzungsprodukt: Feinschuppiger, farbloser Glimmer (dunkelgrau im Bild). Vergr. 56x, x Nic.

Die oft gepressten Pinitaggregate weisen ausgesprochene Parallelorientierung auf.

Cordierit tritt feinverteilt im Gestein auf. Die Korngrösse übersteigt nicht 1 mm. Grössere Cordieritansammlungen, wie die von Falun beschriebenen (Geijer 1917, S. 181), kommen nicht vor.

Farblose bis blassgrünliche, kaum pleochroitische *Orthochlorite* und deutlich grüne *Leptochlorite* treten beinahe in allen Paragenesen auf. Eisenarmer Chlorit begleitet fast immer die Sulfidminerale und umgibt diese oft in Form von Reaktionssäumen. Fe-armer Chlorit (Pennin) bildet auch das Umwandlungsprodukt von Anthophyllit, Cordierit und Biotit bzw. Phlogopit. Prochlorit mit anomal rotvioletten Interferenzfarben durchwächst stellenweise fächerförmig Gedrit und stellt z. T. ein Umsetzungsprodukt von Gedrit und Biotit dar.

*Serpentin* (Chrysotil und Antigorit) begleitet Chlorit und wurde teilweise aus Cordierit gebildet. Es handelt sich meist um  $Fe^{+2}$ -reiche Varietäten. Auch farbloser Serpentin ist nicht ungewöhnlich.

Die mikroskopische Untersuchung der *Granatrosen*- und *Schlieren* zeigt, dass der Granat skelettförmig von Quarz durchwachsen ist und mehr oder weniger lagig angeordnete Aggregate bildet. Aber auch vereinzelt, von Chlorit durchzogene Porphyroblasten wurden beobachtet (Abb. 20). Eine von der 120 m-Sohle, Bohrloch 6, optisch und röntgenographisch untersuchte Probe gab folgende Werte:  $n=1,803$  und  $a=11,52 \text{ \AA}$ . Nach Winchell (1958, S. 587—598) würden die beiden Werte kombiniert der Zusammensetzung  $Almandin_{77}Pyrop_{23}$  entsprechen. Das Diagr. 1 von Sriramadas (1957, S. 295) ergibt:  $Almandin_{72}Pyrop_{21}Spessartin_7$ .

Ausser dem hier beschriebenen, rötlichvioletten Mg-Almandin tritt ein anderer, bräunlichroter Granat feinverteilt in quarzitischem Gestein (310 m-Sohle, Bohrloch 285) auf. Es liegt ein „gemeiner“ Ca-Fe-Mg-Al-Granat vor, der zusammen mit den Skarnen (S. 43) behandelt werden soll.

Wie die Tabelle über die vorkommenden Mineralassoziationen (Tabelle über Mineralassoziationen S. 53) zeigt, kommt Mg-reicher, brauner *Biotit* fast in allen Paragenesen vor. Die Schuppen sind durchschnittlich 0,2—1 mm lang. In einigen Fällen wurden Parallelverwachsungen mit Muskovit beobachtet. Stellenweise tritt anstatt des Biotites *Hellglimmer* (Phlogopit) auf. Der Pleochroismus ergibt:  $\alpha =$  farblos,  $\beta \approx \gamma$  gelblich bis leicht bräunlich.  $2v\alpha$  liegt zwischen  $0^\circ$  und  $10^\circ$ ,  $n\gamma \approx 1,578$ .

Als Folge der Sulfidinvasion zeigt der Biotit z. T. bleichere Eigenfarbe, wird oft chloritisiert und in seltenen Fällen auch serpentiniert. Abb. 22 stellt eine Biotitlamelle dar, deren zentraler Teil zur Hälfte vererzt und zur Hälfte chloritisiert worden ist.

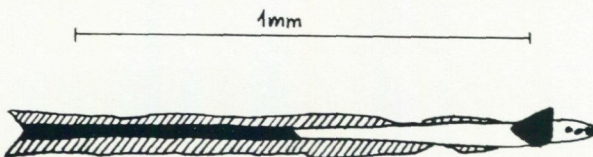


Abb. 22. Schwarz: Sulfid-  
erz. Schraffiert: Biotit.  
Weiss: Chlorit.

Amphibole der *Grammatit-Aktinolith*-Serie und grüne *Hornblende* sind gewöhnlich in der Nähe von Skarnhorizonten in Quarzit anzutreffen.

*Anthophyllit* tritt meist in Form von 1—3 cm grossen Garben und Sonnen zusammen mit anderen Mg-Silikaten auf. *Cummingtonit* mit  $c_{\lambda\gamma} = 18-20^\circ$  bildet häufig Parallelverwachsungen mit *Anthophyllit* (Abb. 23 und 24). Ähnliche Verwachsungen sind von P. Eskola (1960, S. 317) im Orijärvicebiet gefunden worden.

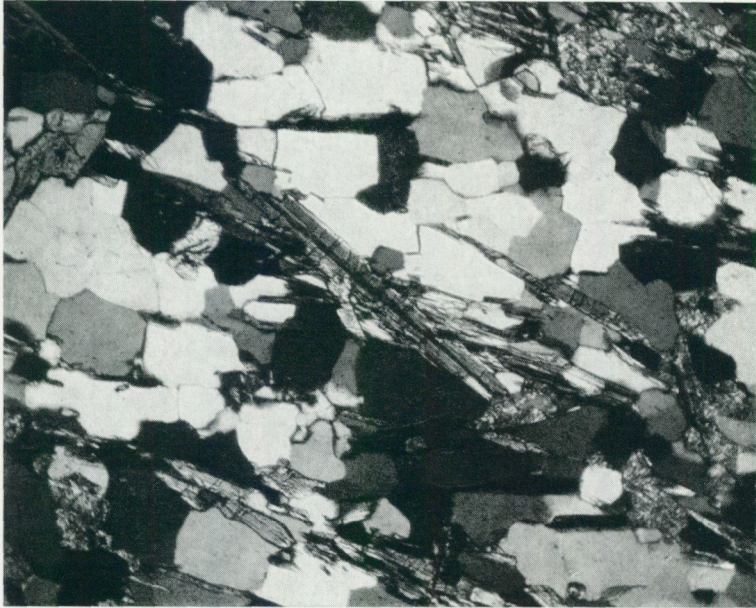


Abb. 23. Anthophyllit—Cummingtonit—Cordierit—Biotit—Chlorit—Quarzit. Anthophyllit mit Cummingtonit verwachsen (letzterer in Dunkelstellung). 120 m-Sohle. Vergr. 40x, x Nic.

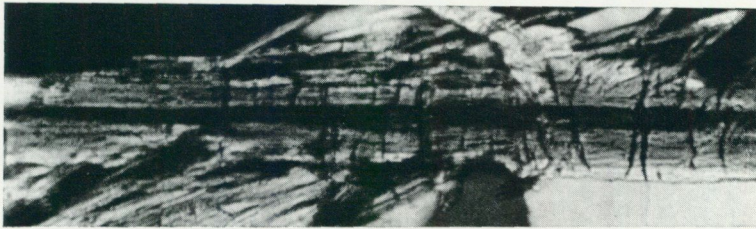


Abb. 24. Detailbild: Cummingtonit (in Auslöschungsstellung) eingewachsen in Anthophyllit. Vergr. ca. 140x, x Nic.

Auch (Fe, Al)-reicher Orthoamphibol (*Gedrit*) wurde vereinzelt beobachtet. Er zeigt folgenden Pleochroismus:  $\alpha$  = farblos,  $\beta$  = hell gelblichgrün,  $\gamma$  = hell bläulichgrün.

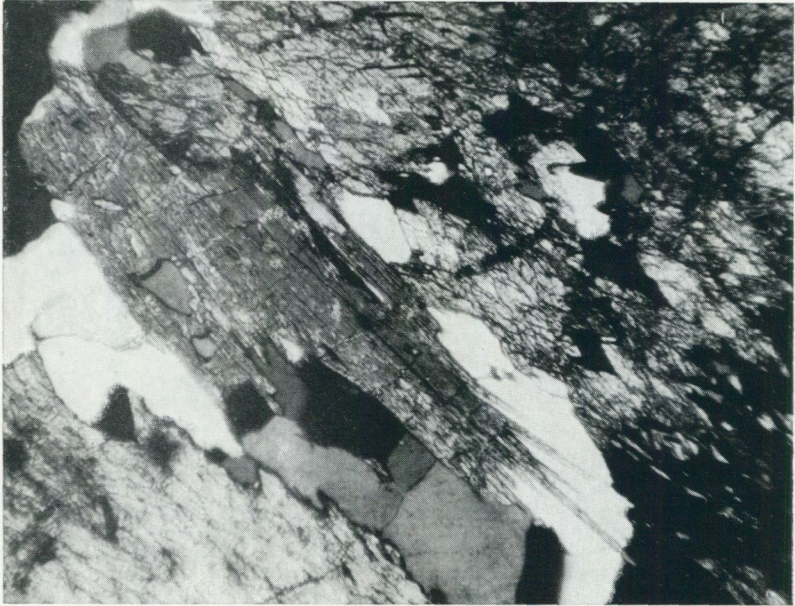


Abb. 25. Gedrit in Quarzit. 120 m-Sohle. Vergr. 56x, x Nic.

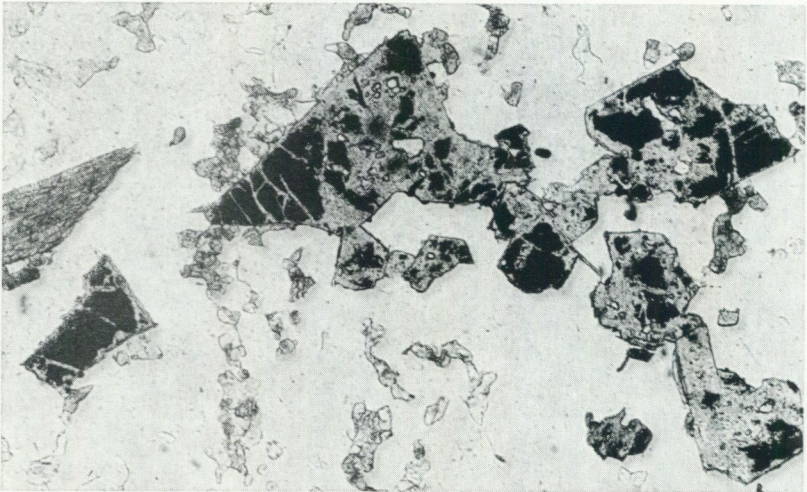


Abb. 26. Erzquarzit. Chloritpseudomorphosen nach Amphibol (grau), teilweise vererzt. Linke Bildkante, Mitte (grau): Frischer Anthophyllit. Schwarz: Opake Sulfide. Weiss: Quarz. Vergr. 56x, 1 Nic.

Im Zusammenhang mit der Vererzung wird der Orthoamphibol meist in Ortho-chlorit und manchmal auch in Phlogopit umgewandelt, wobei der letztere auch z. T. chloritisiert ist. Die Chloritisierung geht meistens von den Spaltflächen aus. Auch vollständig chloritisierte Anthophyllite zeigen fast immer noch die typische Amphibolspaltung in Schnitten  $\perp$  c. Verdrängungen des Ca-freien Orthoamphibols durch Kalkspat sind nicht ungewöhnlich. Die Karbonatisierung geschah felderweise. In seltenen Fällen wurde der Amphibol entlang Spaltflächen chloritisiert und dann die rhombischen Zwischenfelder karbonatisiert, wobei das Netzwerk aus Chlorit erhalten geblieben ist. Die Karbonatisierung scheint stets etwas jünger als die Chloritisierung zu sein.

Zum grössten Teil umgewandelter, saurer *Plagioklas* (Albit-Oligoklas) kann manchmal in sonst typischen quarzitischen Gesteinen vorkommen. Bei vollkommener Serizitisierung der Plagioklasreste ist es beinahe unmöglich, diese von Pinit zu unterscheiden (vgl. Schreyer-Kullerud-Ramdohr 1964, S. 6).

*Kalkspat* kan Spalten wie auch Hohlräume füllen und, wie vorhin erwähnt, Silikate verdrängen. Er folgt der Vererzung und umgibt oft Sulfidmineralien.

*Muskovit* bildet gewöhnlich 0,1 bis 1 mm lange Schüppchen und wurde nur in den peripheren Teilen des Quarzitkomplexes beobachtet.

*Staurolith* tritt in Form von <6 mm langen Nadeln und Skeletten auf und bildet häufig Durchkreuzungszwillinge. Folgende Verwachsungen wurden festgestellt:

- a) Staurolith in Quarz.
- b) Staurolith in Quarz, verwachsen mit Granat (Abb. 27).
- c) Staurolith in Cordierit, bzw. Pinit.

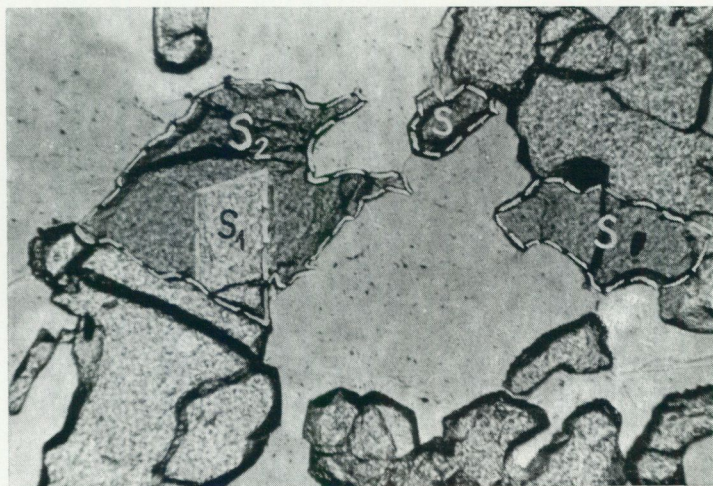


Abb. 27. Mit Granat (grau, Relief!) verwachsener Staurolith (S).  $S_1$ ,  $S_2$ : Staurolithzwillinge. Hellgrau (ohne Relief): Quarz. Vergr. 160x, 1 Nic.

- d) Verwachsungen mit grünem Spinell in Kontakt mit Cordierit (Abb. 28).  
 e) Staurolith von Spinell-Reaktionsrand umgeben, in Pinit (Abb. 29). Dieser Fall deutet Hochtemperaturbildung an.  
 f) Staurolith von Andalusit umgeben, letzterer in Kontakt mit Cordierit.  
 Die Paragenesen c, d und e lassen eine Zufuhr von Mg vermuten.



Abb. 28. Verwachsungen von Spinell (Sp) mit Staurolith (rechte Bildhälfte, Relief!). Hellgrau, linke Bildhälfte: Leicht pinitisierter Cordierit. Vergr. 160x, 1 Nic.

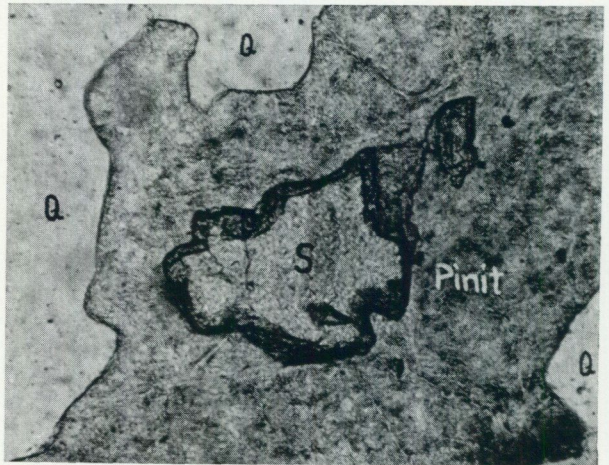


Abb. 29. Staurolith (S, Bildmitte) umgeben von Spinell-Reaktionsrand (dunkelgrau). Trübe Massen, mittelgrau: Pinit. Weiss: Quarz (Q). Vergr. 160x, 1 Nic.

*Sillimanit* kommt gewöhnlich in Form von <8 mm langen Büscheln und Sonnen vor und ist z. T. postkristallin deformiert (vgl. Abb. 6).

*Andalusit* bildet <5 mm lange Porphyroblasten und Skelette, oft mit poikilitischen Quarz- und Biotiteinschlüssen. Erwähnenswert ist, dass das Nesosilikat *Andalusit* zusammen mit dem Inosilikat *Sillimanit* vorkommt. In einigen Fällen ist nämlich *Andalusit* von *Sillimanit*nadeln durchzogen oder von *Sillimanit*schwärmen umgeben, wobei die c-Achsen beider Minerale parallel orientiert sind (Abb. 30).

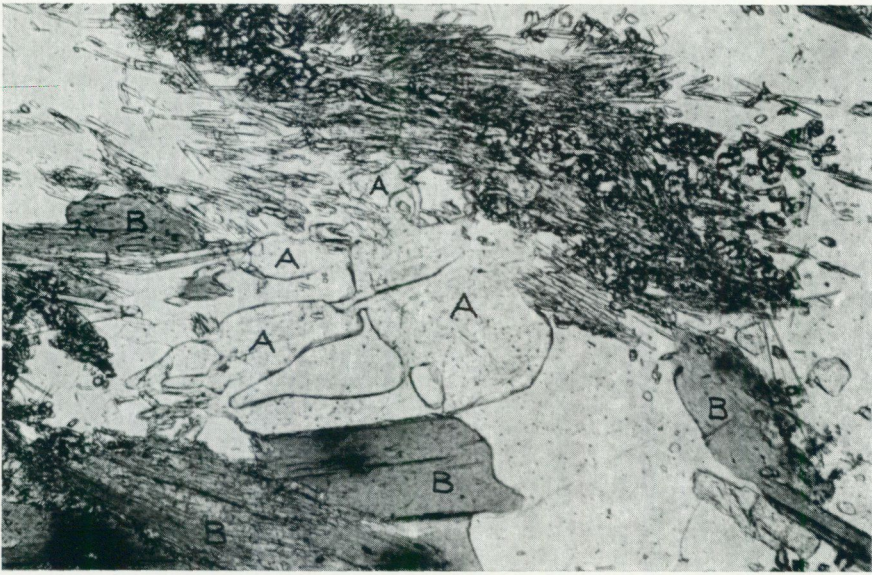


Abb. 30. Schwärme von Sillimanitnadeln umgeben Andalusit (A). B: Biotit, z. T. mit pleochroitischen Höfen. Weiss: Quarz. Vergr. 150x, 1 Nic.

*Sulfiderzminerale*, hauptsächlich Kupferkies, Magnetkies, Pyrit, seltener auch Zinkblende und Bleiglanz, bilden Imprägnationen im Quarzit. *Fe-Hydroxyde* stellen Verwitterungsprodukte der primären Sulfide dar.

*Spinell* tritt in Form von <3 mm grossen Körnern auf, ist manchmal mit Zinkblende, Staurolith oder Granat verwachsen und kann in seltenen Fällen graphische Strukturen in Pinit bilden. Die Farbe variiert von hellgrün bis deutlich grün.

*Titanit*, *Zirkon*, *Apatit*, *Rutil* und *Flussspat* können zu den Akzessorien gerechnet werden. *Talk* bildet Bestege auf Schieferungsflächen.

#### 6.4. Glimmer- und Chloritschiefer

Glimmer- bzw. Chloritschiefer stellen fast ausschliesslich tektonisch bedingte Produkte dar und sind überall dort anzutreffen, wo Leptit oder Quarzit stark zerschert sind. Die Mächtigkeit der verschieferten Zonen übersteigt nicht einige Meter. Lokal kann am Kontakt zwischen Leptitformation und Urgranit stark gefalteter und zerscherter Glimmerschiefer auftreten.

Innerhalb des Grubengebietes hat ohne Zweifel Magnesiumzufuhr zur Bildung von Biotit, Phlogopit und Chlorit beigetragen, wodurch Übergänge zu Mg-Skarn geschaffen worden sind.

Das Gefüge der Schiefer ist fast immer lepidoblastisch. Granat kann in seltenen Fällen bis 6 cm grosse, idiomorphe bis hypidiomorphe, manchmal rotierte Porphyroblasten bilden.

Neben Quarz gehören Chlorit (<90 Vol. %), Biotit bzw. Phlogopit (<55 Vol. %) und Muskovit (< ca. 30 Vol. %) zu den Hauptbestandteilen. In untergeordneten Mengen können Oligoklas, Cordierit, Talk und Serpentin vorkommen. Serizit tritt als Umsetzungsprodukt von Plagioklas und Cordierit auf. Zirkon, Rutil, Apatit, Sulfiderzminerale und Fe-Hydroxyde können zu den Akzessorien gerechnet werden. Kalkspat und Chlorit bilden sekundäre Spaltenfüllungen.

## GLIMMERSCHIEFER

Quarz .....	69,6	69,0	65,8	63,8	57,4	51,0	46,3	44,3
Muskovit .....	21,0	17,9	25,2	30,3	22,5			0,1
Biotit .....		11,0	1,4		2,7	21,2	25,1	55,6
Chlorit .....	0,6			5,0		6,2	10,0	
Feldspat .....	0,5	1,0	6,2					
Cordierit .....					17,0	21,2	13,2	
Sillimanit .....							4,0	
Granat .....		1,0						
Erzminerale ..	8,2	0,1	1,3	0,9		0,2	1,4	
Akzessorien ..	0,1		0,1		0,4	0,2		

## 6.5. Die Skarne

Zwei Haupttypen können unterschieden werden, nämlich (Ca, Mg)-Silikatskarn und Mg-Silikatskarn.

## A. KALZIUM-MAGNESIUM-SKARN

Die durchgehend feinkörnigen Gesteine weisen meist grünliche oder grünlichgraue Farbtöne auf. Sehr oft sind Amphibolnadeln mit blossem Auge erkennbar. Das Gefüge ist gewöhnlich granoblastisch bis lepidoblastisch.

Amphibole der *Grammatit-Aktinolith*-Serie sind mengenmässig die wichtigsten Bestandteile und können bis 90 % des Gesamtvolumens ausmachen (Abb. 31). Die bis 5 mm langen Nadeln und Aggregate liegen oft in einer Grundmasse aus feinkörnigem Kalkspat. Farbloser Grammatit ist der am häufigsten auftretende Ca-Mg-Amphibol. *Ferroaktinolith* und *Hornblende* sind relativ selten.

*Diopsid* (Abb. 32) bildet bis 8 mm grosse, hypidiomorphe Kristalle und tritt fast immer zusammen mit Grammatit und Klinozoisit auf.

*Klinozoisit* begleitet oft Sulfiderzminerale. Die bis 3 mm grossen, körnigen Aggregate weisen manchmal schaligen Aufbau und Zwillingsbildung auf. In vereinzelt Fällen bildet Klinozoisit Netze in Grammatitskarn. Eisenarmer *Epidot* kann an Stelle von Klinozoisit auftreten.



Abb. 31. Aktinolith—Zoisit—Skarn. Hellgrau, ohne Relief: Feinschuppiger farbloser Glimmer. 310 m-Sohle. Vergr. 56x, 1 Nic.



Abb. 32. Diopsidskarn. Granoblastisches Gefüge. 120 m-Sohle. Vergr. 50x, 1 Nic.

*Kalkspat* kommt in Form von feinkörnigen Massen vor, stellt oft das Umsetzungsprodukt von Ca-Mg-Silikaten dar und bildet Gänge und Schlieren im Skarn.

*Orthochlorit* (z. T. Leuchtenbergit) begleitet häufig die Vererzung und tritt zusammen mit Grammatit, Kalzit und Granat auf. Fast farbloser *Phlogopit* mit  $2v\alpha = 0-10^\circ$  ist der einzige Vertreter der Biotitgruppe und kann in Aktinolith-Skarn bis 25 Vol. % ausmachen.

Hypidiomorphe bis idiomorphe *Granatporphyroblasten* der Korngrösse 0,01—0,15 mm wurden auf der 310 m-Sohle in gebändertem, oft vererztem Skarn beobachtet. Der Granat ist teils fein verteilt, teils bildet er bräunlichrote Lagen und Schlieren in Grammatit-Aktinolith-Chlorit-Skarn. Die optische und röntgenographische Untersuchung ergab  $n=1,775$  und  $a=11,666 \text{ \AA}$ . Nach Sriramadas (1957, S. 298) würden diese Werte der Zusammensetzung  $\text{Grossular}_{46}\text{Almandin}_{44}\text{Pyrop}_{10}$  entsprechen. Winchells Tabelle (Deer-Howie-Zussman 1962, S. 83) ergibt ähnliche Werte. Es scheint also ein (Ca, Fe, Mg, Al)-Mischgranat vorzuliegen. Der eben beschriebene Granat kommt auch zusammen mit Kalkspat in Quarzit vor.

Quarz ist in den Ca-Mg-Skarnen nicht ungewöhnlich und teilweise später eingewandert.

Plagioklas kann in Aktinolith-Skarn auftreten. U-Tischmessungen ergaben einen Anorthitgehalt von 42—44 %. Der Andesin zeigt Zwillinge nach dem Albit- und Periklin-Gesetz. Mikroklin und Perthit wurden nur in einem Dünnschliff beobachtet, wo sie bis 3 mm breite Adern in Aktinolith-Granat-Skarn bilden.

Zu den Akzessorien können *Flusspat* und *Titanit* gerechnet werden. Letzterer kommt in Form von <3 mm grossen, hypidiomorphen Kristallen in Aktinolith-skarn vor.

Die (Ca, Mg)-Silikatskarne stellen grösstenteils „Primärskarne“ dar. Sie sind durch Reaktion zwischen dolomitischen Karbonatsteinen und dem leptitischen Nebengestein bei Erwärmung unter Druck (Regionalmetamorphose) entstanden. Es ist jedoch möglich, dass ein Teil der (Ca, Mg)-Skarne aus Kalkstein durch spätere Mg- und Si-Zufuhr kurz vor der Vererzung gebildet worden ist.

## B. MAGNESIUMSKARN

Das Gefüge der Mg-Skarne ist lepidoblastisch bis porphyroblastisch. *Ortho-* und *Leptochlorite* sind die wichtigsten Mineralien, können bis 90 Vol. % ausmachen und verleihen dem Gestein die charakteristische grüne Farbe. Der *Serpentin* ist

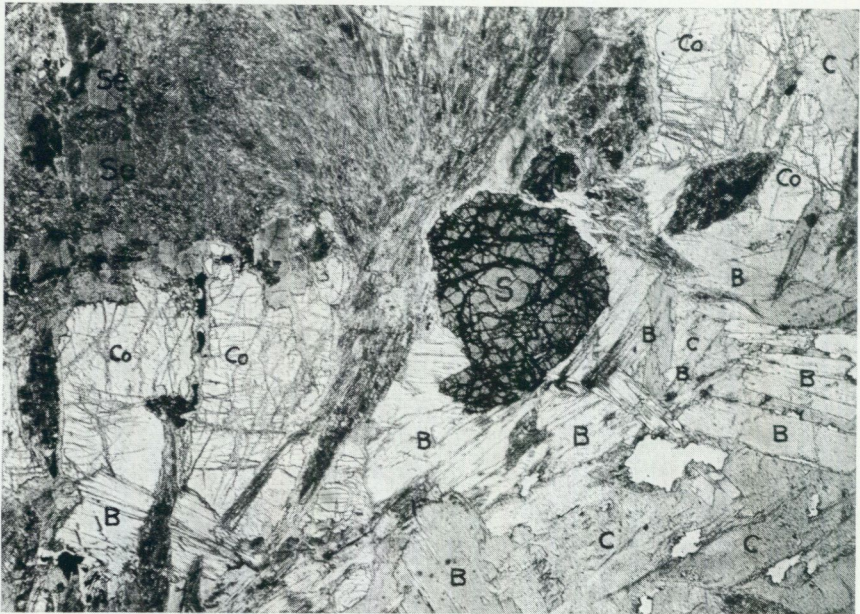


Abb. 33. Cordieritskarn mit Spinell (S), Biotit (B) und Chlorit (C). Der Cordierit (Co) ist leicht pinitisiert. Das strahlig-verfilzte Aggregat in der oberen Bildhälfte besteht aus Chlorit und Kalzit, welche Pseudomorphosen nach Anthophyllit darstellen. Se: Serpentin. Die opaken Sulfiderzminerale im schwach pinitisierten Cordierit (vertikaler Gang zwischen Co-Co, linke Bildhälfte) sind von einem chloritischen Reaktionsraum umgeben. 120 m-Sohle. Vergr. 90x, 1 Nic.

meist grünlich (Fe-reich), kann aber auch durch Eisenhydroxyd gelblich bis bräunlich gefärbt sein. Chlorit und Serpentin begleiten stets die Sulfiderzminerale.

*Biotit* und *Phlogopit* (<70 Vol. %) sind oft in Mg-Skarn anzutreffen und bilden blättrige bis schuppige Aggregate. Beide sind häufig chloritisiert, wobei verzahnte Verwachsungen von Biotit und Chlorit recht gewöhnlich sind.

*Cordierit* (<60 Vol. %) kann in Form von bis 1 cm grossen Porphyroblasten vorkommen und weist als Einschlüsse Biotit, Phlogopit, Chlorit, Mg-Amphibol und Quarz auf. Der Cordierit zeigt fast ausnahmslos Spuren beginnenden Zerfalls, wobei feinschuppiger Hellglimmer, Chlorit und Serpentin als Umsetzungsprodukte auftreten.

*Anthophyllit* (< ca. 30 Vol. %) bildet bis 8 mm lange Stengel und Büschel, wird oft im Zusammenhang mit Vererzung chloritisiert und z.T. von Kalzit verdrängt. *Cumingtonit* tritt nur in untergeordneten Mengen auf und ist fast immer mit Anthophyllit verwachsen. *Hornblende* wurde vereinzelt beobachtet und kommt in Form von <3 cm langen Prismen vor.

*Spinell* ist ein typischer Begleiter der Sulfidvererzung und bildet bis 4 mm grosse, hypidiomorphe bis allotriomorphe Porphyroblasten. Die Farbe variiert von hell graugrün bis tief bläulichgrün. Als Einschlüsse treten Biotit, Chlorit, Quarz und Sulfide auf. Häufig ist der Spinell entlang Spalten vererzt, wobei manchmal Zinkblende Pyritkörner umgibt. Die Untersuchung eines hellgrünen Spinells von der 120 m-Sohle ergab  $n=1,793$  und  $a=8,12 \text{ \AA}$ . Da Gahnit in der Gegend von Falun gewöhnlich ist und die Spinelle von Kalvbäckern oft Zinkblendeeinschlüsse aufweisen, kann man vermuten, dass zinkhaltige Spinelle vorliegen.

*Granat* bildet bisweilen von Quarz durchsetzte, rotierte Porphyroblasten mit S-förmig deformierten Einschlusswirbeln (Abb. 34).

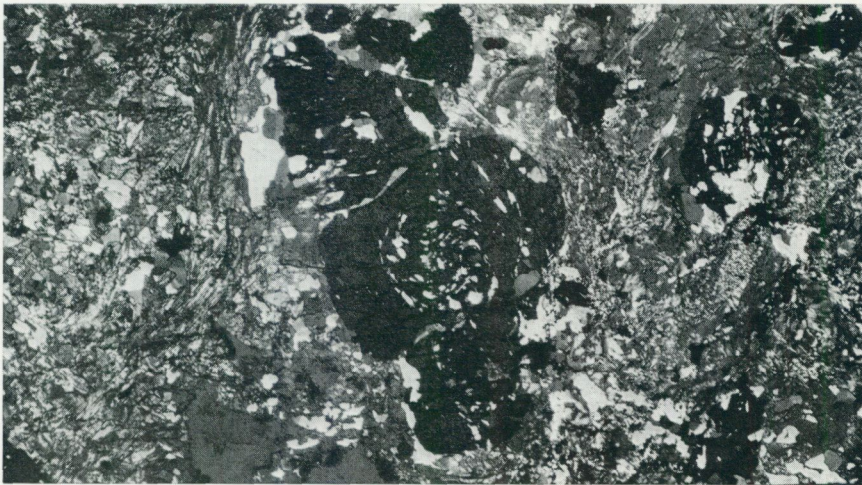


Abb. 34. Chlorit—Serpentin—Skarn, parakristallin verformt. Quarz bildet Einschlusswirbel in rotierten Granatporphyroblasten (dunkelgrau, Bildmitte). 120 m-Sohle. Vergr. 9x, x Nic.

*Quarz*, *Karbonat* und *Talk* treten fast immer zusammen mit Sulfiderzmineralien auf.

In einem Dünnschliff wurden *Mikroclin* und *Titanit* in karbonatisiertem Chlorit-Phlogopit-Skarn beobachtet. *Titanit* kommt auch in Hornblende-Biotit-Chlorit-Skarn in Form von <5 mm grossen Kristallen vor. In Chlorit eingewachsener *Zirkon* gibt zu bräunlichen bis grünlichen, pleochroitischen Höfen Anlass, welche zartviolette bis rötlichviolette Interferenzfarben zeigen.

Die Magnesiumsilikatskarne dürften unter Stresseinwirkung und Mg-Zufuhr aus Ca-Mg-Skarn hervorgegangen sein. Übergänge zwischen beiden, und zwar sowohl in Richtung des Streichens wie auch winkelrecht zum Streichen, sind gewöhnlich (vgl. N. H. Magnusson 1940, S. 84). Beide Skarntypen stellten, ebenso wie die Karbonatsteine, auf Grund ihrer Porosität geeignete Muttergesteine für die epigenetischen Sulfiderze dar.

#### 6.6. Metabasit

Bis 5 m breite Metabasitgänge und -Linsen stehen im südlichen und nordöstlichen Teil des Grubengebietes an. Weiters wurden deformierte Metabasitgänge auf der 120 m- und 310 m-Sohle angefahren.

Die mikroskopische Untersuchung zeigt, dass *Hornblende* (mit  $c \wedge \gamma$  durchschnittlich  $20^\circ$ ) zwischen 1/2 bis 3/4 des Gesamtvolumens ausmacht. Bei Vererzung wird oft der Kern der Hornblende durch Sulfiderz verdrängt und die Randzone chloritisiert. *Anthophyllit* und *Cummingtonit* kommen nur in untergeordneten Mengen vor, sind miteinander und auch mit Hornblende verwachsen (vgl. Eskola 1950, S. 728). Folgende Kombinationen wurden beobachtet:

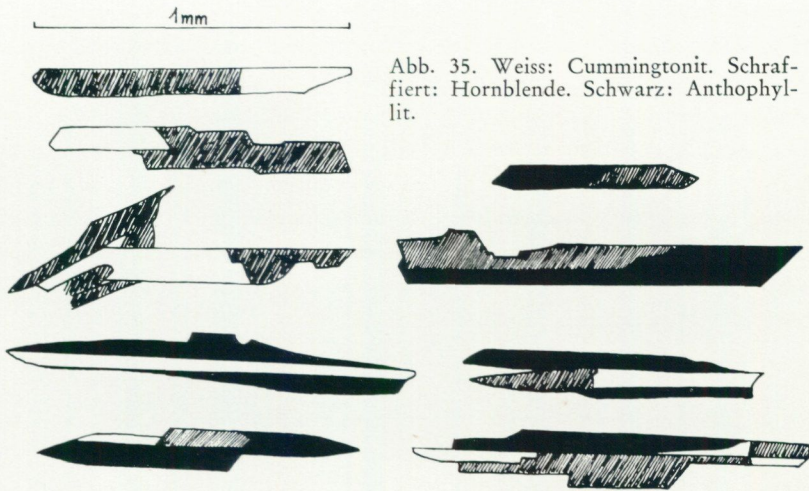
- |                              |                                         |
|------------------------------|-----------------------------------------|
| a) Anthophyllit-Cummingtonit | b) Hornblende—Cummingtonit              |
| c) Hornblende-Anthophyllit   | d) Hornblende-Anthophyllit-Cummingtonit |

Es liegen sowohl gerade, wie auch verzahnte Übergänge und Parallelverwachsungen vor. Im letzteren Fall wird Cummingtonit häufig von Anthophyllit ummantelt (Abb. 35).

Der intermediäre *Plagioklas*, welcher durchschnittlich ein Viertel des Gesamtvolumens einnimmt, ist meistens stark serizitisiert. Weiters treten als Umsetzungsprodukte Epidot, Zoisit, Karbonat und Quarz auf.

*Quarz* und *Chlorit* folgen überall der Vererzung und bilden auch Spaltenfüllungen. Tiefgrüner *Spinell* begleitet in vereinzelt Fällen opake Sulfiderzminerale.

Im übrigen sei auf die regionale Beschreibung (S. 17) verwiesen.



### 6.7. Diabas

Ungefähr 280 m SE vom Schacht wurde chloritisierter und karbonatisierter Tunadiabas angetroffen. Das Gestein ist feinkörnig bis dicht, graugrün und besitzt 1—8 mm grosse, kantige, rosarote bis bräunliche Einsprenglinge.

Unter dem Mikroskop findet man, dass die Einsprenglinge grösstenteils Pseudomorphosen nach Plagioklas darstellen. Die Pseudomorphosen bestehen teils gänzlich aus Kalzit, teils aus Kalzit+Chlorit oder Kalzit+Chlorit+Quarz und Pyrit. Die Grundmasse weist intersertales Gefüge auf und setzt sich hauptsächlich aus Chlorit, Plagioklasresten, Karbonat, dunklem Pigment und Titanit zusammen. Es ist anzunehmen, dass Chlorit das Umwandlungsprodukt mafischer Mineralien darstellt.

## 7. Die Metasomatose

### 7.1. Die Mineralfazies der umgewandelten Gesteine

#### A. DAS AUSGANGSMATERIAL

Um eine genaue Auffassung über die Art der Gesteinsumwandlung zu bekommen, wurden 6 Bohrkern von der 120 m-Sohle und zwei von der 310 m-Sohle ausgewählt. Die Bohrlöcher liegen horizontal und sind ungefähr winkelrecht zum Streichen orientiert. Sie stellen Schnitte durch das primäre, leptitische Gestein und das erzführende, quarzitische Gestein dar.

Die gespaltenen Bohrkern wurden zuerst mit der Lupe in trockenem und angefeuchtem Zustand untersucht. Eventueller Kalkgehalt wurde mit verdünnter Salzsäure nachgewiesen. Die verschiedenen Gesteine wurden dann mit vorläufigen Bezeichnungen versehen und die Art der Sulfidmineralisierung, soweit makroskopisch erkennbar, notiert. Aus den homogenen Teilen des Bohrkerns wurden repräsentative Proben zur Untersuchung im Dünnschliff ausgewählt. Im Zweifelsfalle und besonders bei längeren, einheitlich erscheinenden Kernabschnitten sind ausserdem mehrere Kontrollproben genommen worden. Wie folgende Zusammenstellung zeigt, geschah die Probenahme ziemlich dicht und ergibt durchschnittlich einen Dünnschliff auf 1,36 laufenden Meter Bohrkern.

	Bohrkern Nr.	Länge in Meter	Anzahl Dünnschliffe
120 m-Sohle:	1	52,6	36
	2	39,1	20
	3	54,2	37
	6	60,9	25
	233	41,8	34
	239	84,5	65
310 m-Sohle:	284	18,1	13
	285	133,6	126
		$\Sigma$ 484,8 m	$\Sigma$ 356

Ausserdem wurden auf der 120 m-Sohle ca. 90 Proben in Strecken genommen. Auch Björzéns Dünnschliffe konnten dabei berücksichtigt und mit Vorteil ausgenützt werden. Die Untertageprofile wurden durch Probenahme über Tage (Profil  $\perp$  zum Streichen) ergänzt.

## B. DIE UNTERSUCHUNGSMETHODE

Auf Grund der grossen Anzahl der vorliegenden Dünnschliffe — es handelte sich einschliesslich der regionalen Untersuchung um ca. 580 Schliffe — war es wegen Zeitmangel unmöglich, auch genaue quantitative Messungen mit Integrationstisch oder Pointcounter durchzuführen.

Da zur Erfassung der Mineralveränderungen zumindest eine halbquantitative Bestimmung nötig war, wurde die von Wachromejew (1954, S. 199 ff.) für Erzan-schliffe vorgeschlagene Methode verwendet. Man vergleicht dabei die Menge von Mineralkörnern bestimmter Grösse mit Standardkreisen. Es handelt sich um runde, schwarze Felder, in denen weisse Figuren liegen, welche einem bestimmten Prozentanteil der ganzen Kreisfläche entsprechen. Die Vergrösserung muss natürlich der Feinkörnigkeit des Gesteins angepasst werden, um eine annähernd gleiche Korngrösse im Gesichtsfeld und im Vergleichskreis zu erhalten. Bei der Schätzung wurden stets

mehrere Gesichtsfelder untersucht. Es zeigte sich, dass die Genauigkeit für den Zweck der Untersuchung vollkommen ausreichte.

Wie auf Tafel IV ersichtlich ist, wurde die Mineralzusammensetzung der Gesteine in 100 % auf der Ordinate aufgetragen. Der Abstand zwischen den Stellen der Probenahme wurde beim Obertageprofil im Originalmasstab 1:200, bei den Untertageprofilen(Bohrkerne) im Masstab 1:40 auf der Abszisse aufgetragen. Schliesslich wurden die entsprechenden Punkte auf den je einen Dünnschliff darstellenden Ordinaten verbunden. Auf diese Weise konnten die qualitativen und quantitativen Veränderungen des Mineralbestandes mühelos überblickt werden

Gewisse Schwierigkeiten bereitete der inhomogene, granatschlierige Quarzit. Da die Schlieren oft cm-breit sind und im Abstand von einigen Zentimetern auftreten, können die quantitativ untersuchten Dünnschliffe, welche normalerweise eine Fläche von max. 2×3 cm haben, nicht die wirklich vorliegenden Mengenverhältnisse wiedergeben. Eine Probe kann z. B. aus gewissen Gründen einen Granatfleck nur teilweise decken oder ausserhalb davon liegen. Im letzteren Fall würde kein Granat im Schliff aufscheinen, was jedoch nicht die tatsächlichen Verhältnisse widerspiegeln würde. Deswegen wurde der Granatgehalt des Bohrkerns gemessen, d. h. die durchschnittliche Breite der Schlieren pro Längeneinheit festgestellt. Auch der Tatsache, dass die Granatflecken normalerweise skelettförmig von Quarz durchwachsen sind und folglich ca. 50 % Quarz enthalten, wurde Rechnung getragen. Die aus dem Dünnschliff erhaltenen quantitativen Werte für Granat wurden dann auf diese Weise nachträglich aufgebessert.

Für den Zweck der vorliegenden Untersuchung unwichtige Akzessorien wie Zirkon, Apatit, Titanit und Rutil wurden bei den mineralogischen Profilen nicht berücksichtigt.

Alle Profile konnten leider nicht im Druck wiedergegeben werden, da sie im Masstab 1:40 gezeichnet und deswegen zu umfangreich sind. Bei einem eventuellen Verkleinern würden sie an Übersichtlichkeit verlieren und gewisse Details ganz unleserlich werden. Das Obertageprofil quer zum Streichen soll als Beispiel dienen. Wegen der vorhin genannten, technischen Schwierigkeiten einer genauen graphischen Reproduktion, wurden für die 120 m-Sohle Zusammenfassungen, welche im Grundriss die Verteilung der wichtigsten Mineralien zeigen, im Masstab 1:200 gezeichnet und nachträglich verkleinert (Tafel VIII und IX).

### C. ZONIERUNG

Wie aus den Tafeln VIII, IX und X hervorgeht, sind die typomorphen Mineralien in Zonen angeordnet. Chlorit kommt fast in allen Paragenesen vor und scheint deswegen im Schema nicht auf.

*Biotit*, der sowohl in Leptit wie auch in Quarzit auftritt, weist räumlich gesehen

nach Chlorit die grösste Verbreitung auf. Für die Silikatgesteine gilt im allgemeinen, dass die biotitfreien Zonen Chlorit führen (Chloritisierung von Biotit).

*Orthoamphibole* (Anthophyllit, seltener auch Gedrit) und *Cummingtonit* treten in Form von langgestreckten, schmalen und ineinandergreifenden Zonen auf. Cummingtonit begleitet im allgemeinen Anthophyllit und bildet nur in Ausnahmefällen selbständige Horizonte.

*Granat* macht eine mehr oder weniger geschlossene, zentrale Einheit im Quarzitkomplex aus, bildet jedoch auch Leithorizonte in Leptit.

Die relativ schmalen *Staurolith*-Zonen liegen fast ausschliesslich in granatführenden Horizonten oder direkt in Anschluss daran. Ausnahmen kommen vor, wobei *Staurolith zusammen* mit Andalusit und Sillimanit auftreten kann.

*Andalusit* und *Sillimanit* begleiten gewöhnlich einander und bilden gewissermassen Randzonen des Quarzites in unmittelbarer Nähe von Leptit oder Urgranit. Die oben genannten Al-Silikate wurden in untergeordneten Mengen auch an mehreren Stellen im Quarzitkomplex beobachtet. Die Andalusit- und Sillimanitbildung ist sicherlich auf in schmalen Zonen angereicherte, von den zersetzten Feldspäten herstammende Aluminiumreste zurückzuführen.

Dass sich die auf der 120 m- und 310 m-Sohle auftretenden Mineralparagenesen korrelieren lassen, zeigt das Profil, Abb. 36.

Auf Tafel XI wurden schliesslich die über Tage, auf der 120 m- und 310 m-Sohle beobachteten Paragenesen zusammengefasst. Vgl. dazu auch die Verteilung der stratigraphischen Horizonte auf der 120 m-Sohle (Tafel X). Die Lagerfolge weist folgende Hauptzüge auf:

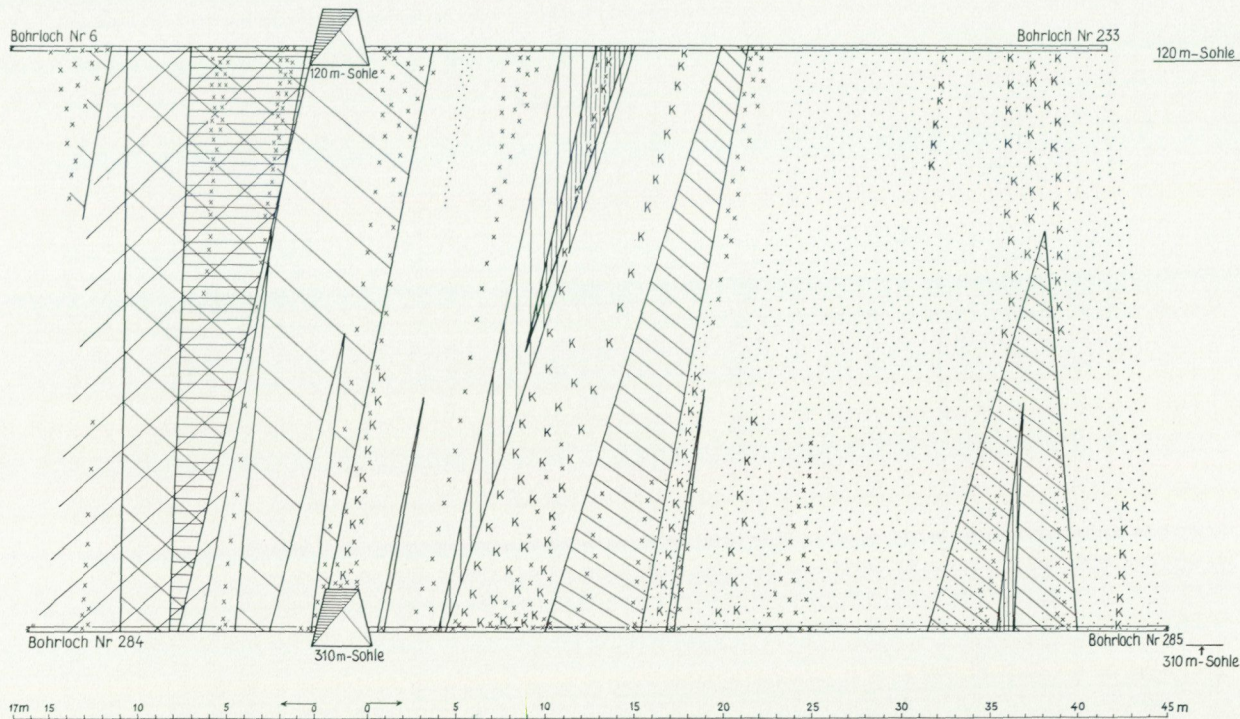
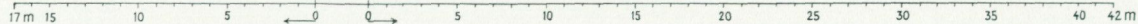
- 1) Im Südosten steht *Leptit* ( $L_1$ — $L_2$ ) an, welcher lokal skarnige Einlagerungen ( $S_1$  und  $S_2$ ) und granatführende Horizonte aufweist.
- 2) Im Anschluss an Leptit (nach NW) folgt der *südliche Haupt-(Ca, Mg)-Skarnhorizont*  $S_3$ .
- 3) Anschliessend daran finden wir die *sillimanit-* und *staurolithführenden Zonen*  $Q_1$  bzw.  $L_3$ , welche jedoch über Tage nicht aufgeschlossen sind. Der Quarzit  $Q_1$  ist relativ Al-reich (vgl. chem. Analyse III).
- 4) Für den folgenden Quarzit-Skarn-Horizont  $CQ_2$  ist ein Überwiegen von Mg-reichen Mineralen typisch. Diese Tatsache kommt auch in der Analyse IV zum Ausdruck.











Auf der 120 m-Sohle wurde ausserdem eine leptitische Bank ( $L_4$ ) in Quarzit beobachtet.

- 5) Die Horizonte  $Q_3$  bis  $Q_6$  bilden gewissermassen eine Einheit, wenn man von einer unbedeutenden Skarneinlagerung ( $S_4$ ) und dem Leptitrest  $L_5$  absieht. Dieser relativ eisenreiche Quarzitkomplex ist durch rosaviolette Almandinflecken und dunkelgrüne Amphibol-Chlorit-Schlieren ausgezeichnet.
- 6) Der *Nördliche Hauptskarnehorizont*  $S_5$  ist nicht ebenso deutlich wie der südliche ausgeprägt und zeigt Übergänge von Ca-Mg-Skarn in Mg-Skarn.

NV

SE



-  Sillimanit
-  Andalusit
-  Staurolith
-  Granat
-  Orthoamphibal (+Cummingtonit)
-  Feldspat
-  Kalksilikatskarn
-  Karbonat
-  Sulfidierz
-  Quarz, Cordierit, Biotit, Oxidit, Serpentin, Farbbeser Glimmer, Epidot, Klinoaosit, Spinell.

DIE GEOLOGIE DER SULFIDERZLAGERSTÄTTE KALVBÄCKEN

Abb. 36.

- 7) Die zwischen  $S_5$  und dem *Urgranit* G liegenden Quarzithorizonte  $Q_7$  bis  $Q_{15}$  weisen eine wechselnde Mineralzusammensetzung auf. Ausser Mg-Fe-reichen Mineralien treten in der nordwestlichen Randzone Andalusit und Sillimanit auf, was auf einen gewissen Aluminiumüberschuss schliessen lässt.

Die Grenzlinie zwischen Leptit und Quarzit folgt im grossen und ganzen dem südlichen Hauptskarnhorizont. Auf der 120 m-Sohle (vgl. Tafel VI) liegt sie im nordöstlichen Grubenfeld südlich vom Erzkörper Koppargruvemalmen. Im westlichen Grubenbereich verläuft sie nördlich vom Blågruvmalmen, wobei jedoch keine scharfe Grenze vorliegt. Leptitlinsen geringer Mächtigkeit, welche nicht von der Umwandlung ergriffen worden sind, bilden hier Einlagerungen in Quarzit.

Wenn man von den primären Kalk- bzw. Skarnhorizonten absieht, kann man zusammenfassend folgende Feststellungen machen:

- a. Auch wenn die Mineralfazies des umgewandelten Gesteinskomplexes keinen ausgesprochenen, bilateral symmetrischen Bau besitzt, nimmt der granatfleckige (Fe, Mg)-reiche Quarzit eine zentrale Stellung ein.
- b. Er wird beiderseitig vom (Mg, Fe)-reichen Quarzittypen umgeben.
- c. Letztere weisen eine Al-betonte, periphere Zone auf.

#### D. METAMORPHE FAZIES

Nach der von Fyfe-Turner-Verhoogen (1958) vorgeschlagenen Klassifizierung würden die *Leptite* zum überwiegenden Teil der niedrigsten Subfazies der *Almandin-Amphibolit*-Fazies angehören, obwohl sie sonst keine "höher metamorphen" Minerale als Biotit enthalten. Wir dürfen die Gesteine nicht mehr zur Grünschiefer-Fazies rechnen, da der Anorthitgehalt der Plagioklase fast ausnahmslos 10 % übersteigt (vgl. Fyfe-Turner-Verhoogen 1958, S. 218). In einigen Dünnschliffen wurden in untergeordneten Mengen auch Andalusit und Sillimanit beobachtet (310 m-Sohle). Diese Ausnahmefälle fallen in die Sillimanit-Almandin-Subfazies der *Almandin-Amphibolit*-Fazies.

Wie aus der Zusammenstellung der Mineralassoziationen der wichtigsten Quarzit- und Skarntypen auf S. 53 ersichtlich ist, umfassen die Paragenesen der *Quarzite* alle Faziestypen beginnend mit der niedrigsten *Grünschiefer*-Subfazies bis zur *Granat-Amphibolit*-Fazies, Sillimanit-Almandin-Subfazies. Das Zwischenglied Disthen fehlt jedoch durchgehend. Da u. a. Staurolith, Andalusit und Sillimanit zusammen vorkommen, liegt ein Überschneiden der Staurolith-Quarz-Subfazies mit der Sillimanit-Almandin-Subfazies vor.

*Ca-Mg-Skarn*: Die Paragenesen, welche den niedrigsten Metamorphosegrad aufweisen, gehören der *Grünschieferfazies* an. Die hochmetamorphen Mineralassoziationen können zur niedrigsten Subfazies der *Almandin-Amphibolit*-Fazies gerechnet werden.



### 7.2. Durch die Umwandlung bedingte chemische Veränderungen der Gesteinszusammensetzung

Die Variationsdiagramme (S. 56 und 57) stellen ein schematisches, geochemisches Profil durch das Grubengebiet dar. Die Gesteinsanalysen wurden im Zentrallaboratorium der Bolidens Gruvaktiebolag in Rönnskär ausgeführt.  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , Fe, MnO,  $\text{TiO}_2$ , CaO, MgO und die Spurenelemente Cu, Zn, Pb, Ni, Co, Cr, V, Li, Be, Sr und Ba wurden spektrographisch bestimmt. Die  $\text{Na}_2\text{O}$ - und  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalte sind auf dem Flammphotometer ermittelt worden. Die Elemente S, F, P und  $\text{Fe}^{2+}$  wurden mit Hilfe konventioneller Methoden bestimmt.

Die Diagramme beginnen links mit alkaliintermediärem Leptit (I), setzen nach rechts hin mit verschiefertem, leicht umgewandelten Leptit (II) und schliesslich mit umgewandelten Gesteinen, d. h. Quarzit mit zwei Mg-Skarnhorizonten fort. Ganz rechts wurde zu Vergleichszwecken Urgranit angeführt. Die Lage der analysierten Proben ist auf Tafel X ersichtlich. Die Mineralzusammensetzung der Gesteine geht aus der Analysenzusammenstellung auf S. 85 hervor. Zu beachten ist dabei, dass die Menge der einzelnen Mineralien nach unten zu abnimmt.

Die auf Diagr. A und B angeführten Elemente bzw. Metalloxyde wurden nach folgenden Gesichtspunkten gruppiert:

- a) Auf Diagr. A werden diejenigen Komponenten zusammengefasst, welche in den umgewandelten Gesteinen (verglichen mit dem Ausgangsgestein) im Überschuss vorhanden sind. Für das Diagr. B trifft der umgekehrte Fall zu.
- b) Die wichtigsten Komponenten wurden zuerst behandelt.
- c) Kurven mit ähnlicher Tendenz wurden hintereinander gruppiert.

$\text{SiO}_2$ : Die Werte für die Quarzite sind durchgehend höher als für Leptit, was auf eine metasomatische  $\text{SiO}_2$ -Zufuhr von maximal 20 Kationen % schliessen lässt. Das Absinken der Kurven in den Skarnhorizonten beruht darauf, dass die an Mg-Fe-Al-Silikaten reichen Skarne im allgemeinen wenig freien Quarz führen.

MgO: Die umgewandelten Gesteine weisen durchgehend höhere Werte als Leptit I auf. Das Ansteigen des MgO-Gehaltes äussert sich bereits im Leptit II durch Phlogopitbildung. In den Quarziten treten schliesslich die typischen, Mg-reichen Silikate, wie Cordierit, Anthophyllit, Gedrit, Cummingtonit, Biotit, Chlorit, Serpentin, weiters auch (Fe, Mg, Al)-Spinell und Mg-haltiger Almandin auf. Die Skarne sind besonders reich an den oben genannten Magnesiummineralien.

Zn: Die Tatsache, dass Zinkblende besonders reichlich in den Skarnen vorkommt, wird deutlich durch den Verlauf der Zn-Kurve wiedergespiegelt. Es ist anzunehmen, dass geringe Zinkmengen auch u. a. in das Gitter der Spinelle eingehen.

- Cu: Kupferkies bildet hauptsächlich Imprägnationen in Quarzit, tritt jedoch auch zusammen mit anderen Sulfiden in Skarn auf.
- Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> und FeO: Fe<sup>3+</sup> und Fe<sup>2+</sup> sind durchgehend in Quarzit und besonders in den Skarnen angereichert. Träger des Eisens sind ausser den Sulfiderzmineralien und Magnetit vor allem Granat, Staurolith, Biotit, Chlorit, Gedrit, Cumingtonit und Spinell.
- Pb und S: Die Variationskurven sind von zufälliger (im Quarzit V besonders starker) Bleiglanzimprägnation abhängig. Der Schwefelgehalt nimmt im allgemeinen in den umgewandelten Gesteinen zu, was direkt mit der Sulfidvererzung zusammenhängt.
- F: Fluor zeigt maximale Werte in muskovit- und phlogopit-reichem Leptit und in den Skarnen. Es ist wahrscheinlich, dass F hauptsächlich OH<sup>-</sup> in Glimmern, Chloriten und Amphibolen vertritt, da Flussspat sonst nur selten und in geringen Mengen auftritt.
- V: Die Kurve für Vanadin weist lediglich ein Ansteigen im zweiten (nördlichen) Skarnhorizont auf, um dann gleich wieder abzufallen. Man kann annehmen, dass V in Glimmern oder Amphibolen Fe<sup>3+</sup> und/oder Al<sup>3+</sup> ersetzt.
- Li: Der Lithiumgehalt ist besonders hoch im verschieferten Leptit (Muskovit!) und im zweiten Skarnhorizont. Es ist wahrscheinlich, dass Li<sup>+</sup> zum Teil Mg<sup>2+</sup> in Chloriten und Amphibolen vertritt. Die Lithiumgehalte vom Erzschlick und Aufbereitungsabfall (Jahresdurchschnitt 1953) liegen unter 10 g/t.
- K<sub>2</sub>O und Na<sub>2</sub>O: Die Alkalimetalle Kalium und Natrium, die neben H<sub>2</sub>O zu den mobilsten Bestandteilen der Erdrinde gehören (vgl. u. a. K. R. Mehnert 1960 a, S. 318), wurden bei der hydrothermalen Gesteinsumwandlung gelöst und weggeführt. Da keine Anreicherung von Alkalien in den peripheren Zonen des Umwandlungskomplexes stattfand, müssen wir den Schluss ziehen, dass K und Na nach oben hin wegtransportiert worden sind. Der direkte Beweis für diese Theorie lässt sich jedoch nicht erbringen, da die obersten Stockwerke der Lagerstätte erodiert sind.
- Die Leptite südlich von der Umwandlungszone führen ausser Quarz und Glimmer im allgemeinen *Plagioklas* und *Kalifeldspat*. In der Übergangszone nimmt der Gehalt an Kalifeldspat stark ab, um allmählich ganz zu verschwinden. Anstatt dessen wächst der Gehalt an (K, Al)-Glimmer stark an. Auch wenn der K-Feldspat gänzlich in Glimmer zerfallen ist, zeigt das Gestein rein chemisch immer noch ein intermediäres Verhältnis zwischen K und Na. Beim Übergang in Quarzit verschwindet schliesslich der Muskovit fast ganz und es treten hauptsächlich Mg-reiche Phyllosilikate wie Biotit, Phlogopit und Chlorit auf. Die Natronfeldspäte scheinen überhaupt bei der Umwandlung widerstandskräftiger zu sein als K-Feldspat, denn die stellenweise in den Quarzitkomplex eingelagerten, sicherlich einst alkaliintermediären Leptitbänke führen als einzigen Feldspat sauren Plagioklas.

Diagramm A  
GEOCHEMISCHES PROFIL

SE NV  
Analyse Nr I II III IV V VI VII VIII IX X  
Leptit Leptit Quarzit Skarn Quarzit Quarzit Skarn Quarzit Quarzit Urgranit

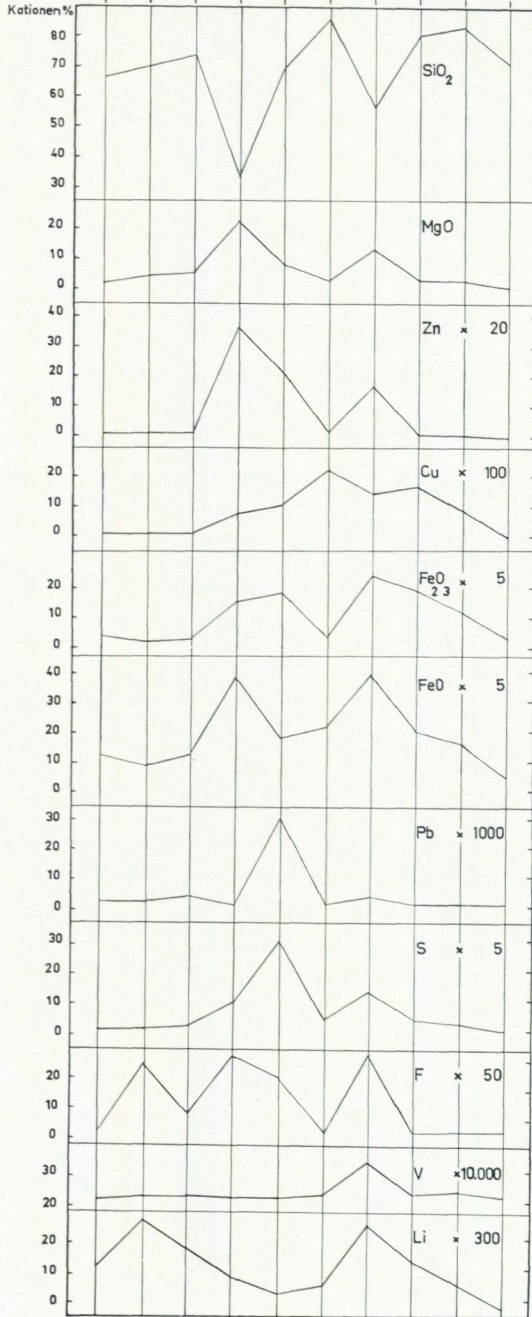
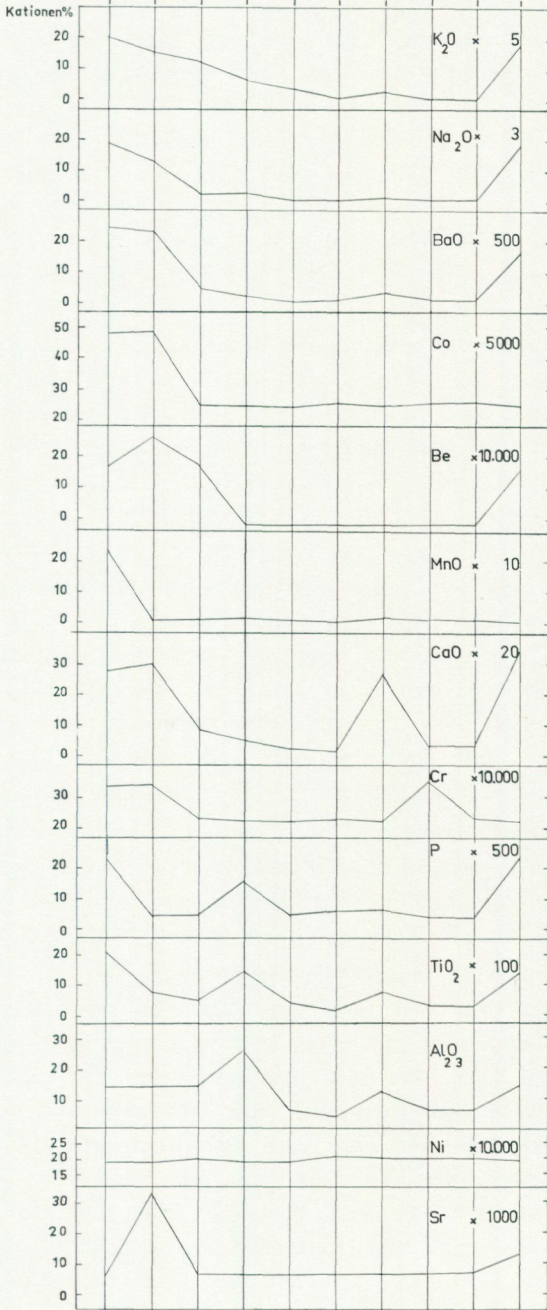


Diagramm B  
GEOCHEMISCHES PROFIL

SE NV  
Analyse Nr. I II III IV V VI VII VIII IX X  
Leptit Leptit Quarzit Skarn Quarzit Quarzit Skarn Quarzit Quarzit Urgranit



- BaO: Bei der Umwandlung wird auch das zum grössten Teil in die Gitter der Feldspäte eingehende Barium abgeführt. Rankama-Sahama (1950, S. 478) haben auf den Einfluss fluorhaltiger Lösungen und Gase bei der Wegfuhr von Barium hingewiesen.
- Co und Ni: Die Variationskurve für Kobalt fällt beim Übergang in die Umwandlungszone stark ab. Die Nickelwerte sind dagegen mehr oder weniger unverändert. Es ist anzunehmen, dass die oben genannten Metalle hauptsächlich in Silikatstrukturen eingehen, was jedoch nicht ausschliesst, dass auch Pyrit, Magnet- und Kupferkies Kobalt- und Nickelspuren enthalten. Spektralanalysen von Erzschlick (Jahresmittel 1953) weisen 1—10 g/t Co und 10—100 g/t Ni auf.
- Be: Beryllium verschwindet als Folge der Umwandlung fast ganz.  $\text{Be}^{2+}$  kann  $\text{Si}^{4+}$  in Glimmerstrukturen ersetzen und zeigt seinen Höchstwert im muskovit- und phlogopitreichen Leptit II.
- MnO: Der Mangangehalt der umgewandelten Gesteine ist unbedeutend. Wahrscheinlich substituiert  $\text{Mn}^{2+}$  hauptsächlich für  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  in Silikaten und  $\text{Ca}^{2+}$  in Karbonaten. Der Mn-Gehalt von 0,01 Gew. % im Zinkschlick (Jahresdurchschnitt 1953) lässt vermuten, dass  $\text{Mn}^{2+}$  auch z. T.  $\text{Zn}^{2+}$  in der Zinkblende ersetzt.
- CaO: Kalzium wird bei der Gesteinsumwandlung im Zusammenhang mit der Plagioklasersetzung im allgemeinen weggeführt. Das Maximum im Skarnhorizont VII ist auf geringe, später zugeführte Kalkspatmengen zurückzuführen, die stellenweise Anthophyllit verdrängen.
- Cr: Der Chromgehalt sinkt beim Übergang von Leptit in Quarzit ab, bleibt dann mehr oder weniger konstant, um im Quarzit VIII plötzlich wieder den Ausgangswert zu erreichen. Spuren von Chrom können in die Strukturen von Granat, Chlorit und Glimmern eingehen. Erwähnenswert ist, dass der Chromgehalt des aufbereiteten Schlicks unter 10 g/t liegt.
- P: Die Kurve zeigt, dass der Phosphorgehalt in den umgewandelten Gesteinen stark abnimmt und nur im südlichen Skarnhorizont etwas anwächst. Apatit kommt sowohl im Leptit wie auch im sekundären Quarzit vor und kann als Residat betrachtet werden. Möglicherweise können geringe Phosphormengen  $\text{Si}^{4+}$  diadoch in Silikaten ersetzen.
- $\text{TiO}_2$ : Bemerkenswert ist, dass P und Ti sich bei hydrothermalen Gesteinsumwandlung ebenso wie bei magmatischer Differentiation ähnlich verhalten. Die zwei Kurven des Variationsdiagramms zeigen fast dieselbe Tendenz. Da alle Analysen Gehalte an  $\text{Fe}^{2+}$  und  $\text{Fe}^{3+}$  aufweisen, lässt es sich nicht mit Sicherheit entscheiden, ob Titan nur in vierwertiger oder auch in dreiwertiger Form vorliegt. Es ist wahrscheinlich, dass Titan ausser in Titanit (seltener Rutil) auch in Biotit, Phlogopit, Chlorit, Granat und z. T. auch in Amphibole eingeht (vgl. Rankama-Sahama 1950, S. 558). Titanit tritt gewöhnlich in Leptit, Urgranit und Mg-reichem Skarn auf, ist jedoch sel-

tener in den Quarziten anzutreffen. Das wird auch durch die Kurve für  $\text{TiO}_2$  deutlich wiedergespiegelt.

$\text{Al}_2\text{O}_3$ : Der Aluminiumgehalt nimmt in den Quarziten mit dem Verschwinden der Feldspäte stark ab, steigt jedoch in den an Chlorit, Biotit, Cordierit und Spinell reichen Skarnhorizonten wieder an.

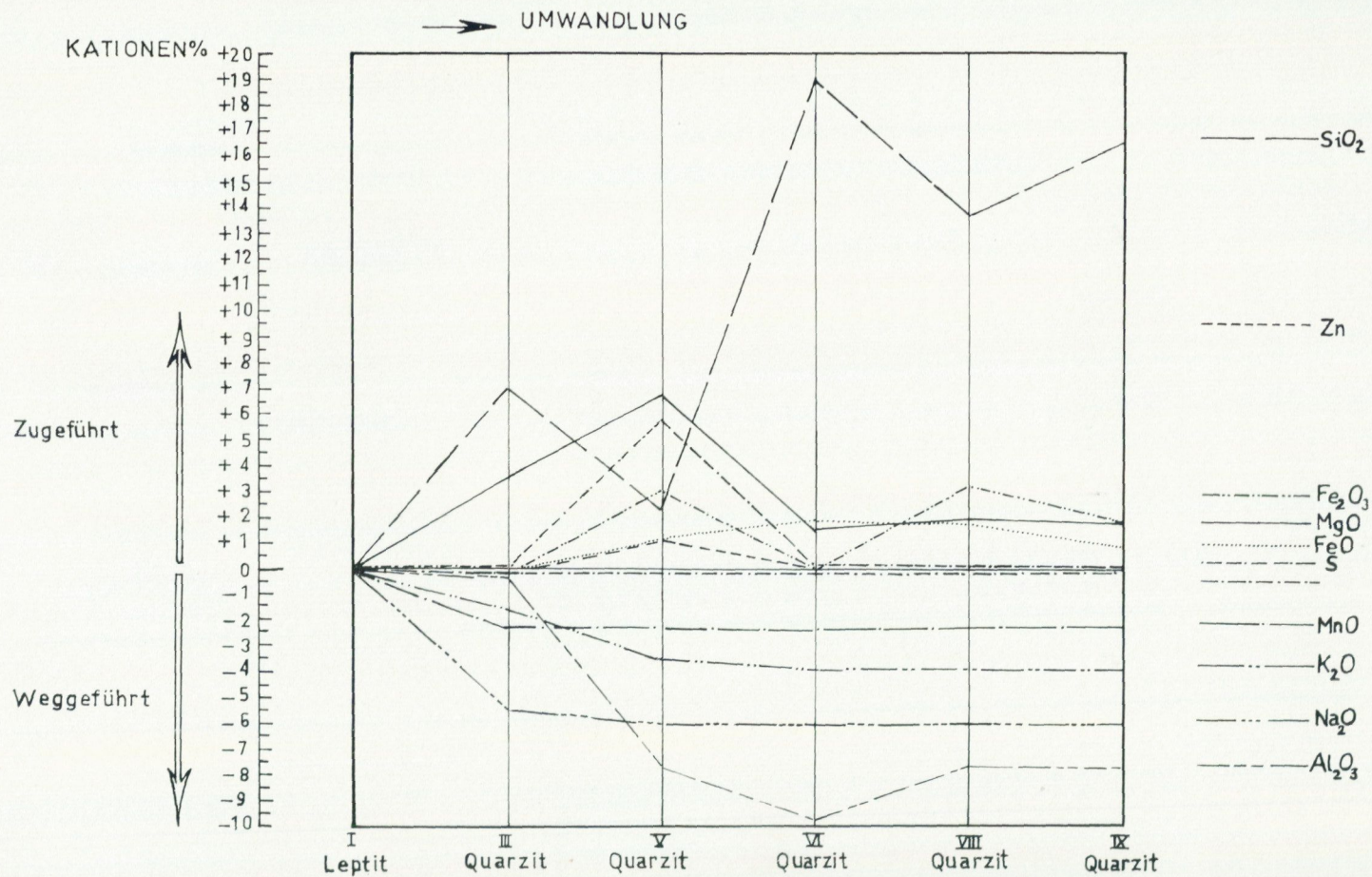
Sr: Das starke Maximum im leicht verschieferten Leptit II ist sicher auf Muskovit zurückzuführen, wobei  $\text{Sr}^{2+}$  wahrscheinlich teilweise  $\text{K}^+$  ersetzt. Im übrigen treten fast keine Variationen auf.

"Glühverlust": Da der Glühverlust sich aus mehreren Komponenten zusammensetzt und deswegen einen Unsicherheitsfaktor darstellt, wurde er bei der Berechnung der Kationenprozentage nicht miteinbezogen.  $\text{H}_2\text{O}^+$  und  $\text{H}_2\text{O}^-$  sind nicht gesondert bestimmt worden. In den Glühverlust geht u. a. auch das aus Karbonaten entweichende  $\text{CO}_2$  ein.

Erwähnenswert ist, dass die Quarzite und besonders die Skarne durchgehend höhere Werte als der "normale Leptit I" aufweisen ( $\text{H}_2\text{O}$ -Zufuhr!).

Die Tatsache, dass die „relikten“ Leptitbänke sauren Plagioklas als einzigen Feldspat führen, weist darauf hin, dass bei der Umwandlung zuerst Kalium und erst später Natrium gelöst und weggeführt worden ist.

Des Verschwinden der Alkalien steht hauptsächlich im Zusammenhang mit der Zufuhr von Kieselsäure (Neubildung von Quarz), Magnesium (Bildung von Cordierit, Mg-Amphibolen etc.) und Eisen (Almandin!). Wir dürfen jedoch nicht vergessen, dass Schwefel und Fluor bei der Gesteinsumwandlung eine wichtige Rolle spielen. Es ist wahrscheinlich, dass Schwefel, wenn auch nur in geringen Mengen, schon am Anfang zugeführt worden ist. G. Kullerud (Vortrag Uppsala 7.2.64.) hat neulich durch seine Versuche mit Cordierit die Bedeutung des Schwefels für die metamorphe Differentiation bewiesen.



## 8. Die Erze

### 8.1. Beschreibung der Erzkörper

Im Frühjahr und Herbst 1962, kurz vor der Niederlegung des Grubenbetriebes, ergab sich die Gelegenheit, die Grube zu befahren und Proben zu nehmen. Da die meisten älteren Grubenbaue wegen Einsturzgefahr nicht mehr betreten werden konnten, stützt sich die hier gegebene, kurze Zusammenfassung auf Grubenkarten und unveröffentlichte geologische Gutachten von N. Pilava und C. Björzén.

Das westliche der beiden grossen Erzlineale, *Kalvbäcksmalmen* (früher *Gamla Malmen*) genannt, liegt in Quarzit, welcher von Zerrüttungszonen durchzogen ist. Es dürfte sich um ein Überschneiden von mindestens zwei Kluftsystemen handeln und zwar eines ungefähr NE und eines NW streichenden.

Da stellenweise auch Skarn und Reste von kalkigen Einlagerungen vorhanden sind, kann man annehmen, dass zuerst der leichter verdrängbare Kalk vererzt wor-

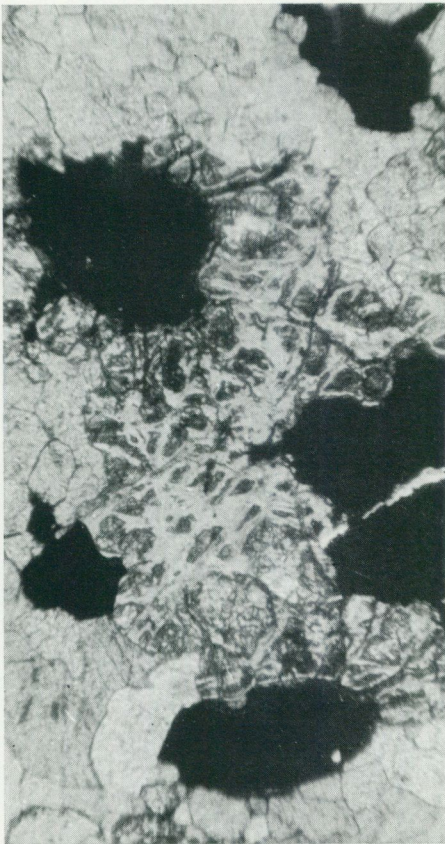


Abb. 37. Vererzter Ophikalzit. Serpentin bildet netzartig verzweigte Gebilde in der hellgrauen Karbonatmasse. Schwarz: Erz. 310 m-Sohle. Vergr. 160x, 1 Nic.



Abb. 38. Selektive Vererzung von Ophikalzit. Erz (schwarz) verdrängt den Spat (Spaltlamellen!), umgeht jedoch die Serpentinballen. 310 m-Sohle. Vergr. 160x, 1 Nic.

den ist, wonach dann das zerbrochene und teilweise verschieferte silikatische Nebengestein von der Vererzung ergriffen wurde. Die erzbringenden Lösungen konnten sich hier auf Grund der vorhandenen Klüfte im Druckschatten ihren Weg bahnen, dabei mit dem Nebengestein reagieren und schliesslich die Sulfide absetzen.

Die Erzminerale sind hauptsächlich Zinkblende und Pyrit, etwas Bleiglanz und sehr wenig Magnetkies. Kupferkies kommt nur in untergeordneten Mengen vor.

Der Quarzit führt ausser Quarz hauptsächlich Chlorit und Biotit. Akzessorisch treten Muskovit, Spinell, Titanit, Zirkon und Flusspat auf. Stellenweise kommt Aktinolith- und Cummingtonit-Skarn im Quarzit eingelagert vor.

Der in den oberen Grubenbauen relativ kompakte Erzkörper verliert mit zunehmender Teufe seinen einheitlichen Charakter und zerschlägt sich schliesslich in mehrere, kleinere Erzstränge.

Tegengren (1924, S. 166) deutet die Möglichkeit an, dass die Faltung nach der Vererzungsphase fortgesetzt haben kann, wobei die tieferen Teile des Kalvbäckenerzes „in zwei Kolben“ zerlegt worden sind. Auf der 140 m-Sohle soll der westliche Kolben eine Fläche von ungefähr 70 m<sup>2</sup> und der östliche eine Fläche von mindestens 150 m<sup>2</sup> aufgewiesen haben. Nach Tegengren (1924, S. 166) wurde das gewonnene Zinkerz früher durch Klauben in zwei Qualitätsklassen aufgeteilt:

	Zn	Pb	S	Ag
ERZ 1. QUALITÄT	24 ‰	8—9 ‰	27—28 ‰	200 g/t
ERZ 2. QUALITÄT	12 ‰	5 ‰	16 ‰	

Der Goldgehalt des Kalvbäcksmalmen lag nach neueren Analysen bei 0,1 g/t.

Auf der 280 m- und 380 m-Sohle tritt westlich vom Schrägschacht ein Erzkörper auf, der *Schaktmalmen* bennant ist. Die geologischen Verhältnisse sind besser auf der 380 m-Sohle untersucht. Der Erzkörper liegt in einem Zerrüttungsstreifen, in derselben Zone wie der nördliche Skarn-Karbonatsteinhorizont, ungefähr 45 m ENE vom Kalvbäcksmalmen. Er hängt ausserdem mit dem letzteren durch Ruschelzonen zusammen, welche Sulfidimprägnationen aufweisen.

Die begleitenden Silikate sind intim mit dem Erz verwachsen und bestehen aus Chlorit, Biotit, Talk und Amphibol. Die Fläche des Erzkörpers machte auf der 380 m-Sohle 40 m<sup>2</sup> aus.

Die auftretenden Erzminerale sind hauptsächlich Pyrit und Magnetkies. Zinkblende und Bleiglanz kommen in geringeren Mengen als im Kalvbäckserz vor. Kupferkies tritt nur untergeordnet, teils als Entmischungsprodukt in Zinkblende und teils in Form von freien Aggregaten auf. Durchgeführte Analysen ergaben folgende Werte:

	Zn	Pb	Cu	Ag	Au
280 m-Sohle	6,6 ‰	2,2 ‰	1,00 ‰		
380 m-Sohle	11 ‰	4,0 ‰	0,57 ‰	65 g/t	1 g/t



Abb. 39. Veretzter Amphibol—Granat—Skarn. Die Veretzung erfolgte hier hauptsächlich entlang Amphibol-Spaltflächen. 310 m-Sohle. Schwarz: Erz. Dünnschliff. Vergr. 50x, 1 Nic.



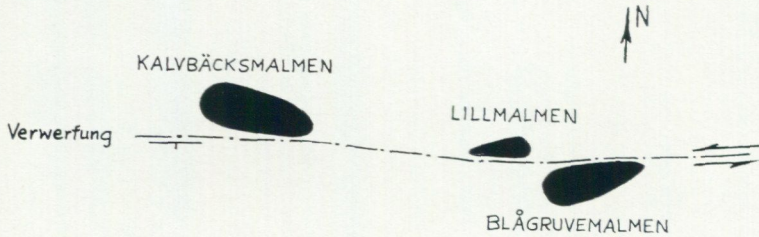
Abb 40. Zinkerz. Zinkblende (lichtgrau) mit Kupferkiesentmischung, etwas Kupferkies (weiss) im eisenreichen Spat, der zu Limonit (grau) verwittert. Rechts, dunkelgrau mit Relief: Harte Silikate. Anschliff. Vergr. 100x, 1 Nic.

Das Nebengestein ist quarzitisches. Kalkspat, Quarz und Flussspat bilden Kluffüllungen.

Auch die beiden Erzkörper *Blågruvan* und *Lillmalmen* haben höchstwahrscheinlich einst eine Einheit gebildet. Hier haben die erzführenden Lösungen einen säulenförmigen Kalk-Dolomit-Skarnkörper vedrängt und ausserdem in den obersten Teilen der Lagerstätte Imprägnationen in quarzitischem Gestein verursacht. In den tieferen Grubenbauen (vgl. geol. Karte der 120 m-Sohle, Tafel VI) ist das Nebengestein leptitisch.

Die Erzkörper *Blågruvan* und *Lillmalmen* sind durch eine ost-westlich verlaufende, Kluffletten führende Ruschelzone getrennt. Letztere stellt keine reine Blattverschiebung dar. Es dürfte vielmehr eine seitliche Abschiebung vorliegen, wobei der erkennbare Verschiebungsbetrag in rein horizontaler Richtung ca. 20 m ausmacht. Der nördliche Block wurde dabei gegen W verschoben.

Die Verwerfung läuft quer durch das ganze Grubengebiet, wobei sie für Lillmalmen und Kalvbäcksmalmen das Hangende und für Blågruvan das Liegende ausmacht (Abb. 41).



Prinzipalskizze

Abb. 41.

Der Verwerfer weist bis auf die Teufe von ungefähr 320 m ein mehr oder weniger konstantes Einfallen von  $60-70^\circ$  auf, geht dann in eine listrische Fläche mit abnehmendem Fallwinkel über.

Da man früher zwischen Ausbildung der Ruschelzone und Vererzung einen nahen Zusammenhang vermutet hatte, wurde auf der 120 m-Sohle eine Schurfstrecke im Streichen der tektonischen Zone aufgefahren und im erzhöfigen Glimmerschiefer

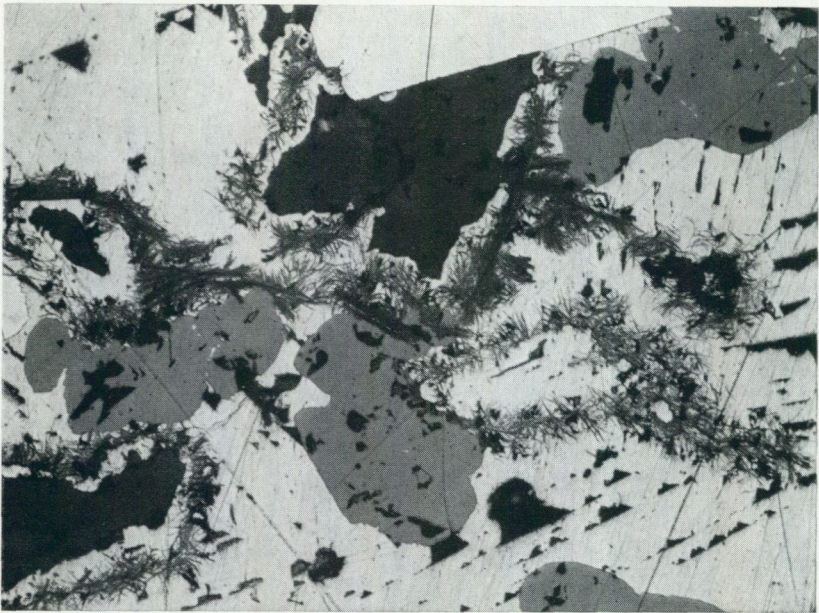


Abb. 42. Blei—Zink—Erz. LILLMALMEN. Blattsilikat-Stränge in Bleiglanz (hellgrau). Dunkelgrau: Zinkblende. Weiss, oben: Pyrit. Schwarz: Silikate. 438 m-Sohle. Vergr. 108x 1 Nic.

vorgetrieben. Da jedoch keine abbauwürdige Vererzung angefahren wurde, ist der Streckenvortrieb nach ungefähr 100 m abgebrochen worden. Alles deutet darauf hin, dass die Verwerfung jünger als die Vererzung ist. Es ist aber nicht ausgeschlossen, dass schon vorher an derselben Stelle eine Schwächezone vorgelegen hat.

Die in Blågruvan und Lillmalmen auftretenden Erzminerale sind vor allem Zinkblende, Pyrit und Bleiglanz (Abb. 42). Als Folge späterer tektonischer Bewegungen zeigt das Erz lokal Brekziencharakter — „Kugelerz“ genannt. Dabei handelt es sich um kantengerundete bis kantige Quarzit-, Kalk- und Metabasitfragmente, die in eine durchbewegte Sulfiderzmatrix eingebettet sind (Abb. 43).

## ERZANALYSEN:

	Zn	Pb	Cu	Ag	Au
Blågruvemalmen 480 m-Sohle	5,8 ‰	2,6 ‰	0,21 ‰		
Lillmalmen 460 m-Sohle	8,3 ‰	3,7 ‰	0,04 ‰	117 g/t	0,3 g/t
Lillmalmen 480 m-Sohle	19,3 ‰	8,3 ‰	0,27 ‰	249 g/t	0,2 g/t

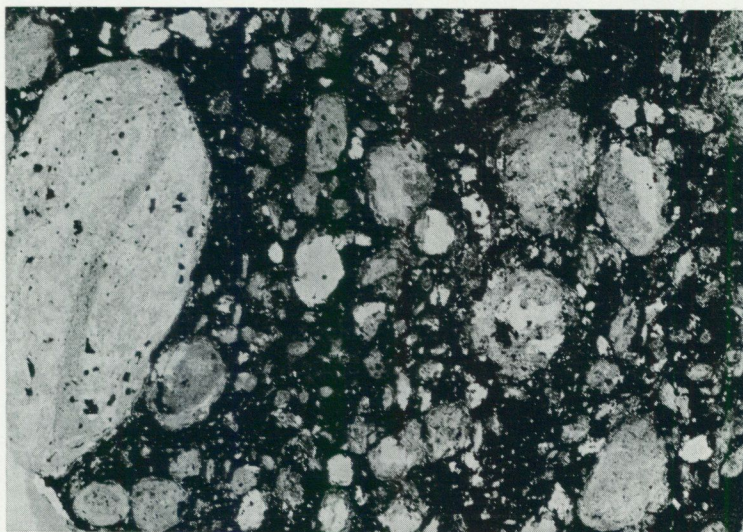


Abb. 43. Sogenanntes „Kugel- oder Brekzienerz“. Silikatische Ballen (bestehend aus Quarz, Chlorit, Serpentin, Phlogopit und anderen feinschuppigen Glimmermineralien) in Sulfiderzmatrix. Schwarz: Zinkblende und opake Sulfide. Dünnschliff. 120 m-Sohle. Vergr. 4,5x 1 Nic.

Das in früheren Zeiten im Tagbaubetrieb gewonnene *Koppargruvan-* (oder *Kisgruvan-*) Erz wird u. a. auf der 120 m-Sohle von einer nach NNE vorgetriebenen Strecke ungefähr 80 m östlich vom Förderschacht durchörtert. Durch Kernbohrungen sind insgesamt 4 kleinere Erzkörper aufgeschlossen. Kupferkies, Zinkblende, Bleiglanz, Pyrit und Magnetkies bilden Imprägnationen in skarnigem Quarzit.

## ERZANALYSEN:

	Zn	Pb	Cu	Ag	Au
MALM I (70 m-Sohle) .....	3,0 ‰	1,2 ‰	1,9 ‰		
MALM II (120 m-Sohle) .....	7,2 ‰	2,2 ‰	1,3 ‰	22 g/t	0,1 g/t
MALM III (120 m-Sohle) .....	6,2 ‰	2,5 ‰	1,5 ‰		

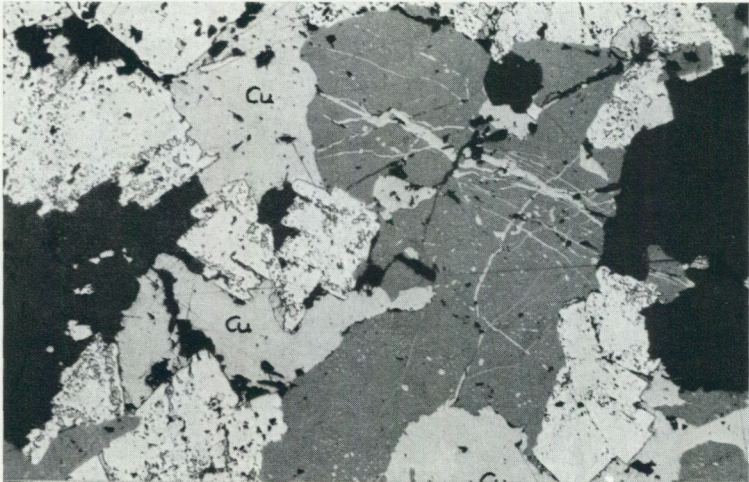


Abb. 44. Kupfer—Zink—Blei—Erz. Kupferkies (hellgrau, „Cu“) durchadert Zinkblende (dunkelgrau) mit Kupferkies-Entmischungskörperchen. Weiss, Relief: Pyrit mit Bleiglanztröpfchen. Schwarz: Silikate. 120 m-Sohle. Vergr. 90x, 1 Nic.

Die mikroskopische Untersuchung zeigte, dass der Quarzit ausser Quarz auch Cordierit, Anthophyllit, Cummingtonit, Chlorit, Biotit, Hellglimmer, teilw. zersetzten Plagioklas, Sillimanit, Andalusit, Spinell, Karbonat, Zirkon und Apatit führt.

## 8.2. Erzmineraleien

*Zinkblende* ist neben Pyrit das dominierende Mineral in den Erzkörpern *Lillmalmen*, *Blågruvemalmen*, und *Nya Kalvbäcksmalmen*. Die Blende bildet fast immer xenomorphe Massen. Aber auch tröpfchenförmige Einschlüsse in anderen Erzmineraleien, wie Pyrit, sind nicht selten. In einzelnen Fällen wurden groblamellare Verzwilligungen beobachtet (Abb. 46). Der aufbereitete Zinkblendeschlick (Jahresdurchschnitt 1953) weist u. a. 0,1 Gew.‰ Cadmium, weiters 0,01 Gew.‰ Mangan und <0,01 Gew.‰ Iridium auf. Zinkblende vom *Lillmalmen*, die mit der Cambridge-Mikrosonde untersucht worden ist, ergab einen Manganengehalt von 0,09 ‰.



Abb. 45. Züge aus Zinkblende mit Kupferkiestropfchen umschliessen Feinpyrit (auch die wie Markasit aussehenden rhombischen Schnitte), etwas Bleiglanz und Kupferkies (beide weiss). Schwarz: Silikatische Gangart. Vergr. 100x, 1 Nic.



Abb. 46. Groblamellar verzwilligte Zinkblende (grau). Eine Schar der Lamellen ist stark porig, die andere glatt. Schwarz: Silikate. Vergr. 100x, 1 Nic.

Foto O. M. Friedrich.

Pyrit kommt fast in allen Paragenesen vor. Zwei verschiedene Generationen können unterschieden werden, nämlich Grobpyrit und Feinpyrit. Der Grobpyrit (Korngrösse  $< 1$  cm) besitzt im allgemeinen idiomorphe bis hypidiomorphe Ausbildungsform (Abb. 47, 48) und zeigt manchmal zonare Strukturen mit porösen Randzonen. Zerbrochene Härtinge sind nicht ungewöhnlich.

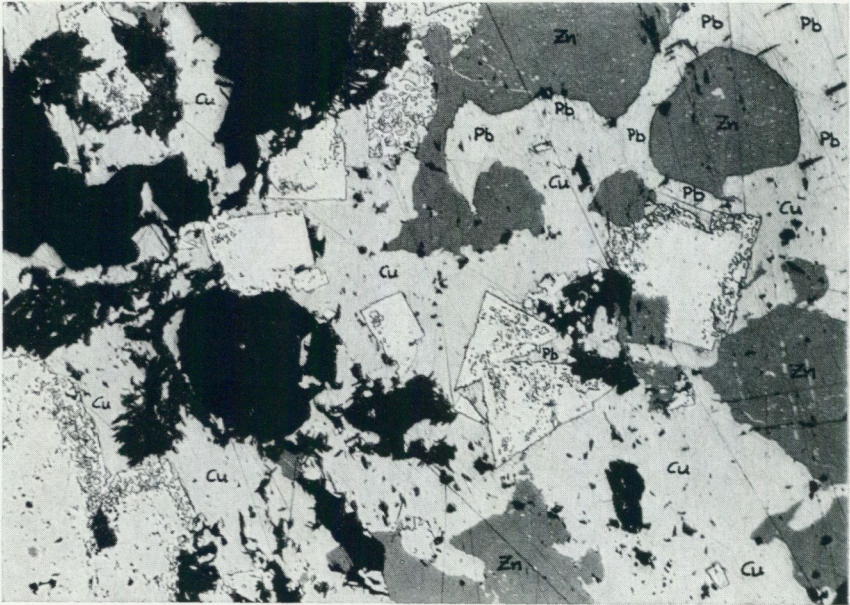


Abb. 47. Bleiglanz verdrängt idiomorphe Pyritkristalle (weiss) vom Rande her. Mittelgrau im Bild: Kupferkies (Cu) und Bleiglanz. Dunkelgrau: Zinkblende (Zn). Schwarz: Gangarten. 120 m-Sohle. Vergr. 90x, 1 Nic.

Bleiglanz tritt meistens in Form von unregelmässig begrenzten Flecken und sehr oft zusammen mit Zinkblende auf. Idiomorphe Kristalle sind selten (Abb. 49). Intergranularer Bleiglanz kann randlich Grobpyrit verdrängen (Abb. 47). Verformte Aggregate mit orientierten Spaltenausbrüchen weisen auf postkristalline Deformation hin. Das Jahresmittel 1953 ergab einen Ag-Gehalt von 0,1 Gew.‰ im Bleischlick.

Kupferkies kommt gewöhnlich mit anderen Sulfiden, meist in untergeordneten Mengen vor. Bei  $\times$  Nicols zeigt er fast immer Zwillingsbildung. Kupferkies durchadert oft Zinkblende und bildet in letzterer Entmischungskörperchen, die nach zwei bis vier kristallographischen Richtungen angeordnet sind (Abb. 50).



Abb. 48. Grobpyrit (lichtgrau, Relief) neben Bleiglanz (lichtgrau, Spaltrisse). Feinpyrit in schwarzer Silikatgrundmasse. Vergr. 100x, 1 Nic.



Abb. 49. Bleiglanz (weissgrau, Mitte) mit senkrecht stehenden Spaltrissen und grosses Pyritkorn (weiss, rechts). Neben dem Bleiglanz: Nest aus Feinpyrit mit Einschlüssen. Dunkelgrau bis schwarz: Gangart. Vergr. 128x, 1 Nic.

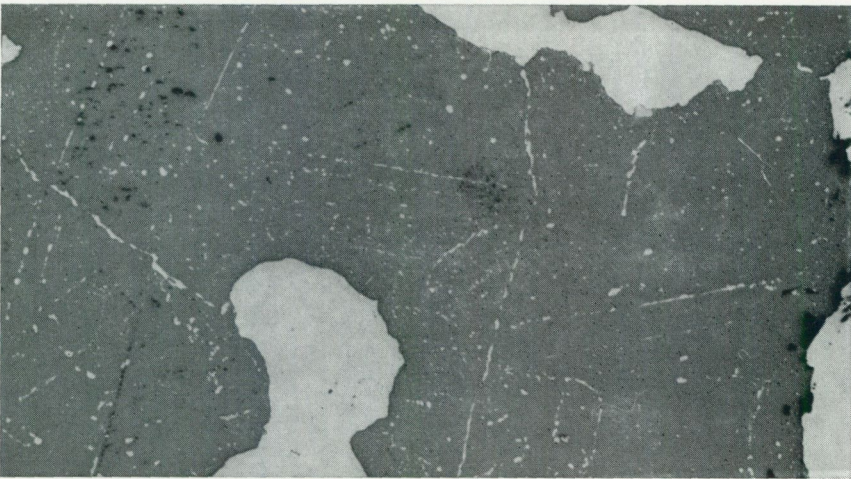


Abb. 50. Zinkblende mit in Zügen entmischem Kupferkies, verwachsen mit Bleiglanz (weiss). Vergr. 100x, 1 Nic. Foto O. M. Friedrich.

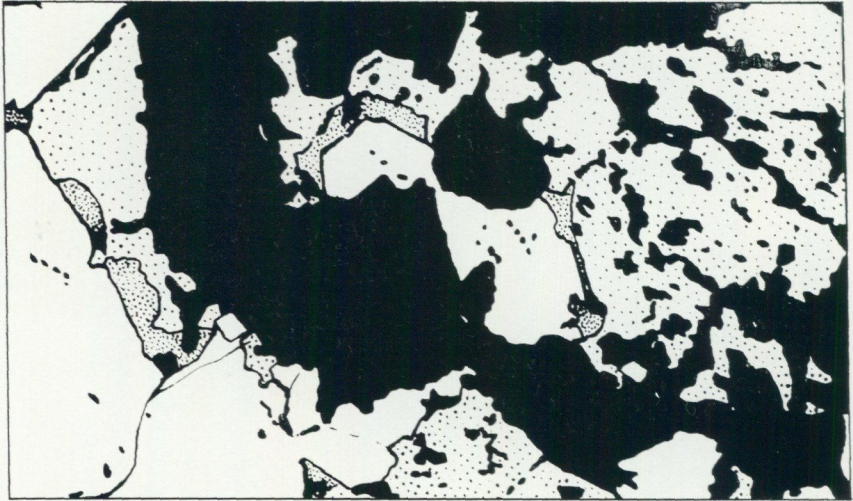


Abb. 51. Pyrit (weiss), Magnetkies (grob punktiert). Kupferkies (feine Punktierung) tritt intergranular auf und verdrängt hauptsächlich Magnetkies. Schwarz: Silikate. Bohrloch Nr. 5, 445 m-Sohle. Vergr. 80x.

*Magnetkies* tritt in Form von hypidiomorphen Körnern und xenomorphen Aggregaten auf. In Zügen entmischter Magnetkies ist in einigen Fällen in Zinkblende zu sehen.

*Markasit* kann Magnetkies verdrängen und bildet unregelmässige Netzwerke und lamellenförmige, oft gebogene Aggregate im FeS.

*Arsenkies* wurde in Proben von der 120 m- und 310 m-Sohle beobachtet. Teils kommt er idiomorph und verzwilligt vor, teils bildet er mit Magnetkies durchbewegte Massen, welche lagig abwechselnd, zusammen mit Kupferkies und Zinkblende auftreten.

*Fahlerz* (Freibergit) kommt in Form von  $<0,1$  mm grossen Körnern mit mehr oder weniger unregelmässiger Begrenzung, in Nachbarschaft von Korngrenzen oder direkt an Korngrenzen zwischen Zinkblende und Bleiglanz im letztgenannten Mineral vor (Abb. 52). Die Farbe ist grauweiss mit gegen Bleiglanz bräunlich-blauem Unterton. Da der Silbergehalt der Erze von *Nya Kalvbäcksgruvan* bei 200 g/t lag und auch die *Lillmalmen*-Erze einen Ag-Gehalt von 117 g/t (Durchschnitt 1.1.—30.9.1958) aufwiesen, kann man annehmen, dass Fahlerz die massgebliche Rolle des Silberträgers spielt. Es darf jedoch nicht von der Möglichkeit abgesehen werden, dass geringe Silbermengen als gelöstes  $Ag_2S$  im Bleiglanz liegen können. Eine von Dr. G. Eriksson mit der Mikrosonde untersuchte Fahlerzprobe vom *Lillmalmen* (438 m-Sohle) enthielt 25 % Ag, 12 % Cu, 10 % Sb und 3 % Fe.

*Dunkles Rotgültigerz* (Pyrargyrit) bildet vereinzelt Einschlüsse in Bleiglanz.

*Gudmundit* tritt im allgemeinen sehr selten und meist in Form von dünnen, mit Magnetkies verwachsenen Lamellen und Zungen auf. Das Verhältnis Gudmundit zu Magnetkies variiert dabei zwischen 1:1 und 1:3.

*Jamesonit* (bzw. *Boulangerit*) wurde nur in einem einzigen Anschliff und zwar zackig-lappig mit Bleiglanz verwachsen angetroffen. Da nur geringe Mengen vorliegen (Korngrösse  $<0,15$  mm), wurde davon abgesehen, zu bestimmen, ob Jamesonit oder Boulangerit vorliegt. Ausserdem ist der Chemismus der beiden in Frage kommenden Pb-Sb-Sulfide sehr ähnlich, sodass eine genauere Bestimmung nicht in den Rahmen dieser Arbeit fällt. Es scheint, dass die Antimonsulfide beim Aufbereitungsprozess hauptsächlich im Bleischlick angereichert worden sind. Letzterer zeigte einen Sb-Gehalt (Jahresdurchschnitt 1953) von 0,1 Gew.%, Zinkschlick hingegen nur 0,01 Gew.%

*Magnetit* bildet vereinzelt hypidiomorphe bis idiomorphe,  $<0,5$  mm grosse Körner in Kontakt mit Zinkblende, Bleiglanz und Pyrit (Abb. 52). Manchmal sind Bleiglanzeinschlüsse erkennbar. Die harten Magnetitkristalle weisen oft zusammen mit Pyrit kataklastische Strukturen auf. N. H. Magnusson (1953, S. 292) zieht die Möglichkeit in Betracht, dass der in Sulfiderzen vom Typ Falun auftretende Magnetit umgelagert sein kann und von älteren Eisenerzen her stammt. In Leptit eingestreute Magnetitkörner zeigt ein Aufschluss 250 m ENE von der Schachanlage Kalvbäcken.

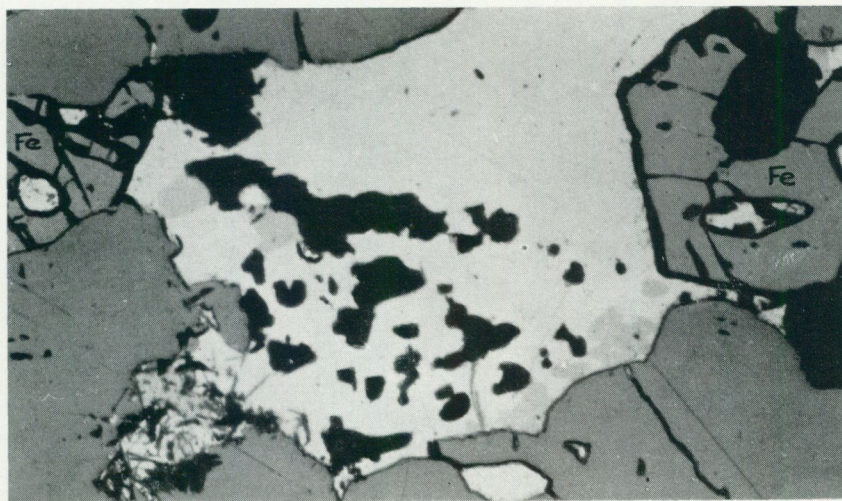


Abb. 52. Fahlerztropfen (grau) in Bleiglanz (lichgrau), alles in Zinkblende (dunkelgrau). Die Silikate sind im Bild schwarz, Magnetit grau (Relief, "Fe"). Nest aus Blattsilikaten in Bleiglanz. Vergr. 100x, 1 Nic. Foto O. M. Friedrich.

*Limonit* kommt als Verwitterungsprodukt von eisenreichem Spat vor und gibt Anlass zu schönen Verdrängungsstrukturen (Abb. 40).

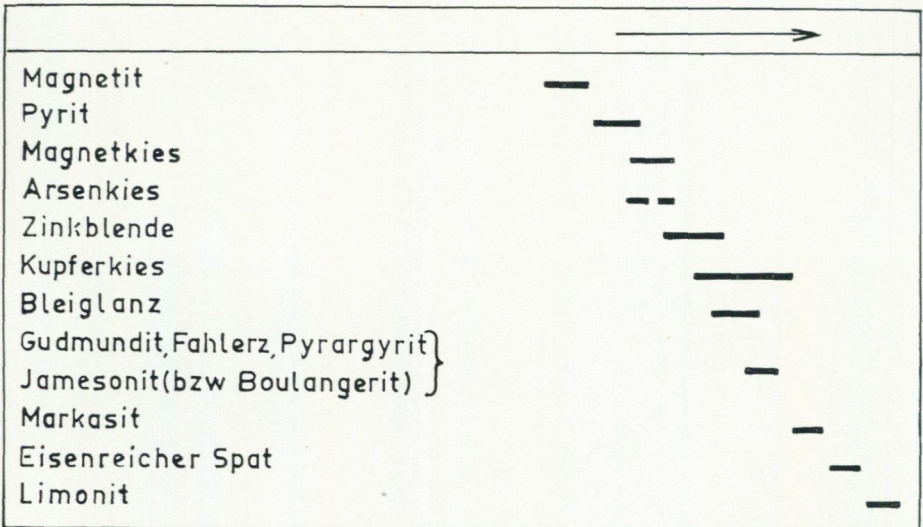
Freigold konnte in den untersuchten Anschliffen nicht nachgewiesen werden. Es ist wahrscheinlich, dass die geringen Goldgehalte in das Gitter anderer Sulfidminerale, möglicherweise in Kupferkies eingehen.

Das von Cronstedt (1781) beschriebene "schön grüne Kupfererz in kleinen Nieren und Flecken" war sicher Malachit, welcher in der Oxydationszone gebildet worden ist.

#### Erzfreie Formation:

Als Gangarten treten Quarz, Kalkspat, Dolomitspat, eisenreicher Spat und violetter Flusspat auf.

Auf Grund erzmikroskopischer Studien ergibt sich die Ausscheidungsfolge:



Auch wenn keine deutliche Zonierung der Erzminerale vorliegt, können doch einige allgemeingültige Beobachtungen gemacht werden:

Pyrit, Zinkblende und Bleiglanz bilden die dominierenden Erzminerale in Skarn und Karbonatgestein. Beim Übergang in quarzitisches Nebengestein findet man hauptsächlich Kupferkies und Magnetkies. Mit zunehmender Entfernung vom Skarn-Karbonatkörper herrscht Magnetkies vor, der jedoch meist noch von untergeordneten Kupferkiesmengen begleitet wird. In den äussersten Randzonen des Verzorgungsbereiches liegen schliesslich fast reine Magnetkiesimprägationen vor.

## GRUBE KALVBÄCKEN

Jahresdurchschnitt 1953

Spektralanalyse auf Spurenelemente						
	Zinkschlick	Bleischlick	Schwefelkies- schlick	Abfall	Zinkabfall	Bleiabfall
	Gew. ‰	Gew. ‰	Gew. ‰	Gew. ‰	Gew. ‰	Gew. ‰
Ag	0,0001	0,1	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001
Au	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001
Be	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001
Bi	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001
Cd	0,1	0,001	0,001	0,001	<0,001	0,001
Co	<0,001	<0,001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001
Cr	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001
Ga	<0,001	<0,0001	<0,0001	0,001	0,001	0,001
Ge	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001
Hg	0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001
Ir	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
La	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Li	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001
Mn	0,01	<0,001	0,001	0,001	0,01	0,01
Mo	<0,01	0,001	0,0001	0,001	0,0001	0,0001
Nb	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Ni	<0,01	<0,001	<0,001	0,001	0,001	0,001
In	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001
Pt	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001
Sb	0,01	0,1	<0,001	0,001	0,001	0,001
Sn	0,001	0,001	<0,001	0,001	0,001	0,001
Ta	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Th	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Tl	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001
W	<0,01	<0,01	<0,01	0,1	0,01	0,1
Ce	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Y	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01

ANALYSEN: Zentrallaboratorium Rönnskärsverken

BOLIDENS GRUVAKTIEBOLAG

## 9. Schlussätze

Die Kalvbäckenerze sind an zwei stratigraphische Skarn-Karbonatstein-Horizonte gebunden und von einer, mit dem Granitkontakt (im Norden) mehr oder weniger konkordanten, quarzitischen Umwandlungszone umgeben. Im Bereich des Grubengebietes schwillt die Aureole an. Dabei geht der Ca-Mg-Skarn z. T. in Mg-reichen Skarn über. Es liegen kontinuierliche Übergänge Leptit → Quarzit und Ca-Mg-Skarn → Mg-Skarn vor. Was die Beziehung der Vererzung zum Nebengestein betrifft, kan man folgendes konstatieren:

- a. Das Erz tritt in Gesteinen mit verschiedener Mineralfazies auf.
- b. Die Zn-Pb-Pyrit-Erze finden wir in Karbonatstein-Skarn-Körpern.
- c. Kupferkies und Magnetkies bilden hauptsächlich Imprägnationen in Quarzit.
- d. In Silikatgesteinen treffen wir stärkere Vererzungen zusammen mit Mg-reichen Mineralen, wie Mg-Amphibolen, Cordierit (und Umsetzungsprodukten davon), Biotit, Chlorit und Serpentin an.
- e. Im Zusammenhang mit der Sulfidvererzung wurde das Nebengestein im allgemeinen chloritisiert, Ca-Mg-Skarn und Metabasit z. T. auch leicht "propylitisiert". Spinell und Flussspat letzterer nur in untergeordneten Mengen, sind typische Begleiter der Erze.
- f. Die Erzminerale sind zuletzt, d. h. nach den Silikaten gebildet worden. Erz verdrängt auch Spinell.
- g. Schwache Sulfidzirprägnationen kommen auch in Leptit vor, wobei die Feldspäte fast ausnahmslos Zerfallserscheinungen aufweisen.

Die Art der Umwandlung der verschiedenen Gesteinstypen im Zusammenhang mit Vererzung ist auf S. 75 in einer Übersicht zusammengestellt.

Die Tatsache, dass in Kalvbäcken die Haupterzkörper an stratigraphische Horizonte gebunden sind, ist allein kein Beweis dafür, dass ursprünglich syngenetisch-sedimentäre Bildungen vorliegen. Die Erze zeigen auch keineswegs sedimentäre Strukturen. Karbonatsteine und Skarn weisen erfahrungsgemäss gute Voraussetzungen für epigenetische Vererzung auf und das reaktionsfreudige Karbonatgestein wird an und für sich leicht verdrängt.

Dass der Kalvbäckenquarzit umgewandelten Leptit darstellt, dürfte ausser Zweifel stehen. Dafür sprechen die kontinuierlichen Übergänge von Leptit in Quarzit, Ca-Mg-Skarn in Mg-reichen Skarn und der sukzessive Feldspatzerfall. Ein weiteres, in dieser Hinsicht positives Argument stellen die relikten und z. T. umgewandelten Leptitreste in Erzquarzit dar.

Das Magnesium kann nicht von pelitischen Sedimenten herkommen, da im ganzen Kalvbäckengebiet keine solchen vorkommen. Grössere, basische Intrusivmassen wurden ebenfalls nicht in unmittelbarer Nähe beobachtet. Auch wenn wir annehmen (vgl. Högberg 1962 a S. 274 und 1962 b S. 303—310), dass die verkarnten Karbonatgesteine ursprünglich sedimentäre Dolomite darstellen und bei eventueller Entdolomitierung ihr gesamtes Magnesium ins silikatische Nebengestein

Umwandlung und Mineralbildung im Zusammenhang mit schwacher Vererzung ←	<b>Regional-metamorphes Ausgangsgestein</b>	<b>Metasomatische Umwandlung und Differentiation (unter Stress)</b> →		Umwandlung und Mineralbildung im Zusammenhang mit Vererzung
Serizitisierung  Chlorit	<b>LEPTIT</b> Quarz Plagioklas Kalifeldspat Muskovit Biotit Hornblende Granat	Beginnende Umwandlung  Zunehmender Serizit, Klinozoisit z. T. Albitisierung Muskovit z. T. Phlogopit Anthophyllit z. T. Staurolith Andalusit Sillimanit Cordierit	<b>QUARZIT</b> Quarzgehalt  Muskovit (nur in Randzonen) Biotit, Phlogopit Anthophyllit, Gedrit Cumingtonit Granat Staurolith Andalusit Sillimanit Cordierit	Chlorit, Serpentin, Talk Chlorit, z. T. Verdrängung durch Kalzit Serizit, Chlorit, Serpentin Spinell Flußspat
Klinozoisit, Epidot, Kalzit  Chlorit  Serizit, Klinozoisit	<b>Ca-Mg-SKARN</b> Diopsid Grammatit Aktinolith Hornblende Phlogopit  Ca-Granat Plagioklas	<b>Mg-SKARN</b> Quarz Anthophyllit Cumingtonit Hornblende Phlogopit, Biotit Granat Cordierit	Chlorit, z. T. Verdrängung durch Kalzit Chlorit, Talk Serizit, Chlorit, Serpentin Spinell Flußspat	Chlorit, z. T. Verdrängung durch Kalzit Chlorit, Talk Serizit, Chlorit, Serpentin Spinell Flußspat
Chlorit  Chlorit Serizit, Epidot, Zoisit, Karbonat, Quarz	<b>META-BASIT</b> Hornblende  Biotit Plagioklas	<b>METABASIT</b> Hornblende z. T. Anthophyllit, Cumingtonit Biotit Plagioklas, z. T. umgewandelt Quarz	Chlorit Chlorit Epidot, Zoisit, Karbonat, Quarz Spinell	Chlorit Chlorit Epidot, Zoisit, Karbonat, Quarz Spinell

abgegeben haben, dürfte die dabei erhaltene Mg-Menge kaum für die ca. 1,5 km lange und durchschnittlich >100 m (im Grubengebiet >200 m) breite Umwandlungszone ausgereicht haben. Die Mächtigkeit der Skarn-Karbonatsteinhorizonte übersteigt nämlich nicht einmal an tektonisch verdickten Stellen 15 m; ihre Länge, im Streichen gemessen, erreicht nach optimistischen Schätzungen höchstens 600 m. Ausserhalb des Grubengebietes verschwindet das Karbonatgestein ganz und der Skarnhorizont wird nur durch fragmentarische Amphibol-Chlorit-Granat-Einlagerungen in quarzitischem Gestein angedeutet. Wir müssen folglich auf jeden Fall mit *palingen oder magmatisch-palingen mobilisierten Zufuhren* von Si, Mg und Fe rechnen. Zahlreiche Beispiele epigenetischer Vererzung in Begleitung von Si-, Mg- und Fe-Metasomatose sind auch aus der amerikanischen Literatur bekannt und wurden von G. M. Schwartz (1955, 1959) zusammengefasst.

Da Th. Lundqvist (1962, S. 91) bei seiner Schärenuntersuchung zeigen konnte, dass in Mittelschweden auftretende Mg-Metasomatose nicht unbedingt mit Urgranit-intrusionen zusammenhängen muss, sondern jünger als die svekofennische, primorogene Hauptphase sein kann, dürfen wir prinzipiell bei der Suche nach einem "Erzbringer" die sogenannten spätsvekofennischen Granite nicht unbeachtet lassen. N. H. Magnusson hat in seiner Beschreibung des Kantorp-Gebietes (1936, S. 51 ff.) auf Mg-Fe-Al-Zufuhr im Zusammenhang mit Pegmatitisierung und Migmatitisierung aufmerksam gemacht. Es ist durchaus denkbar, dass grosstektonische Diskontinuitäten, wie Kontaktflächen zwischen Leptit (S-parallel!) und Urgranit Aufstiegswege für erzführende Lösungen darstellen können. Dass tektonische Bewegungsflächen (z. B. Überschiebungen) bei alpinen Lagerstätten eine bedeutende Rolle spielen, ist eine bekannte Tatsache (O. M. Friedrich 1947, 1948 und 1962). Die „spätsvekofennischen Granite“ sind als Erzbringer weniger wahrscheinlich, da solche im Kalvbäcken-Hällsjö-Gebiet nicht vorkommen; über die Verhältnisse in der Tiefe ist jedoch nichts bekannt. Granitmassive vom vorhin genannten Typ treten sonst 13 km südlich und ungefähr 20 km westlich von Kalvbäcken auf.

Obwohl der Quarzitkomplex im Anschluss an Urgranit auftritt, lässt sich ein direkter Zusammenhang zwischen metasomatischer Umwandlung und dem Granit leider nicht beweisen. Man muss also den Schluss ziehen, dass *metamorphe Differenzierungs Vorgänge im Zusammenwirken mit Sulfidinvasion während einer mit Granitisierung und Tiefenintrusionen zusammenfallenden, orogenen Periode für die Gesteinsumwandlung und Vererzung verantwortlich sind* (vgl. K. R. Mehnert 1960 b, S. 69). Im auf Grund von Faltungsvorgängen zerscherten Gesteinskomplex öffnet sich Klüfte, in denen Lösungen sich leicht ihren Weg bahnen konnten. Ausserdem ist anzunehmen, dass die Granitnähe zur Erwärmung und schliesslich zur Mobilisierung beigetragen hat.

Im übrigen hat auch S. Gavelin in seiner Dissertation über die Geologie und Erze des Malånäs-Gebietes (1939, S. 151—161 und 1959, S. 300) auf die grosse Wanderungsfähigkeit von Mg-Fe-Al-reichen Lösungen während tektonischer Durchbewegung hingewiesen.

O. M. Friedrichs Untersuchung der Talklagerstätten des Rabenwaldes (1947) stellt gewissermassen einen Parallellfall aus dem ostalpinen Bereich dar. Auch hier wurde die Mg-Metasomatose durch gebirgsbildende Prozesse ausgelöst und sie war am stärksten während des tektonischen Höhepunktes. Über die Herkunft der Magnesiälösungen lassen sich wie im Fall von Kalvbäcken keine eindeutig beweisenden Beobachtungen machen.

Was den *Zeitpunkt* für die Umwandlung und Vererzung betrifft, können wir lediglich feststellen, dass diese Vorgänge *jünger als die Metabasitintrusionen* und *älter als der Urgranit* sind. Einerseits sind nämlich die Metabasite stellenweise schwach vererzt und leicht umgewandelt — und andererseits durchschlägt eine Granitapophyse einen Teil des Koppargruvemalmen (vgl. S. 26). *Die metasomatische Umwandlung* unter Zufuhr von Si, Mg, Fe und F *ist der Vererzung vorausgegangen*.

Die Sulfiderze sind lokal tektonisch durchbewegt. Davon zeugen u. a. deformierte Bleiglanzaggregate und die „Kugelerze“. Auf der 310 m-Sohle (Bohrloch 258) kann man beobachten, wie Kalk von Zn-, (Cu, Fe)- und Fe-Sulfiden verdrängt und brekziiert wird. Die Erzminerale werden wiederum später brekziiert und von Kalkadern durchzogen.

Da sowohl Verdrängung von Karbonatgesteinen, wie auch Sulfidimprägnationen in Silikatgesteinen in Begleitung von chemischer Umwandlung vorliegt, können wir von einer *hochhydrothermalen* (bis pneumatolytischen) *Verdrängungslagerstätte* kombiniert mit *heisshydrothermalen Imprägnation* sprechen. Denn es müssen hochtemperierte Lösungen und komprimierte Gase gewesen sein, die sich nicht nur mit dem karbonatischen, sondern auch mit dem silikatischen Nebengestein so intensiv umgesetzt haben.

Auf Hochtemperaturbildung deutet auch das Vorkommen von Spinell, weiters der Goldgehalt der Erze und die Entmischungen von Kupferkies in Zinkblende hin. Da u. a. Flussspat als Reaktionsprodukt auftritt, können wir annehmen, dass die Metalle zumindest teilweise in Form von Fluoriden zugeführt worden sind.

## V. Historischer Rückblick

Professor J. O. Carlberg teilt 1879 in einer geschichtlichen Zusammenfassung über die Entwicklung schwedischer Gruben mit, dass die Silbergrube KALLSBERG, auch KALFSBÄCKS SILFVERGRUFVA genannt, zu Beginn des 16. Jahrhunderts „öde lag“.

Anders Persson von Rankhyttan und andere, welche die Grube gesümpft hatten, erhielten am 12. September 1526 durch einen königlichen Erlass von Gustav Wasa die Schurfrechte gegen eine jährliche Abgabe von „7 1/2 lödig mark silfver“ (= 1,57 kg Silber). Die Lagerstätte wurde sowohl auf silberhaltigen Bleiglanz wie auch auf Kupfer abgebaut. Von Interesse ist, dass die Grube damals KALEXBERGSGRUFVA genannt worden ist. Das Erz wurde in Falun und Stora Klingsbo verhüttet. Es scheint jedoch, dass A. Persson den Abbau nicht lohnend fand, da der Grubenbetrieb bereits 1549 in staatlicher Regie geführt wurde. Aus einem Brief von König Gustav Wasa vom 21. Febr. 1549 an den Vogt Jöran Jönsson geht hervor, dass die Aufbereitungsbetriebe „WIKAGRUFVAN“ und „Ladugårdsgrufvan“ dem Werk „Östra Silfberget“ einverleibt werden und dieses nach Rankhyttan verlegt werden soll.

Abraham Hülphers besuchte im Jahre 1757 bei seinen Reisen durch Dalarna und Kopparbergs Län auch das Kirchspiel Vika. Er schreibt in seinem Tagebuch: „Grufwor, som då varit lönande, äro länge sedan öfvergifne, såsom CARLSBÄCK eller KALFSBÄCK, 2:ne Kråknäs- Präst-ängs Winter-ängs med flere, bekanta både af Koppar- och Jern-malmsbrott. Nu brytes allenast Kalk- eller Limsten i Röbergs-, Dambergs- och Löphåls-berget.“

Ein Abbau war also nicht aktuell und die Grube sicherlich abgesoffen.

Der königl. Schwedische Bergmeister Axel Friedrich von Cronstedt gibt 1781 in der von J. G. Georgi ins Deutsche übersetzten „Mineralgeschichte über das Westmanländische und Dalekarlische Erzgebirge“ (S. 98—100) folgende Beschreibung der Lagerstätte:

### DAS KIRCHSPIEL WIKA

§ 225. DIE GEGEND dieses Kirchspiels ist von Bergstrecken, Höhen und Torfflächen uneben. Der Strand des WIKSEES, der in den RUNNYSEE abfließt, ist flach. Die ERDE der Oberfläche ist mehrtheils weisslicher Leim und Sand. Es sind hier folgende ERZANZEIGEN bekannt.

### DIE KALFBEKSGRUBEN

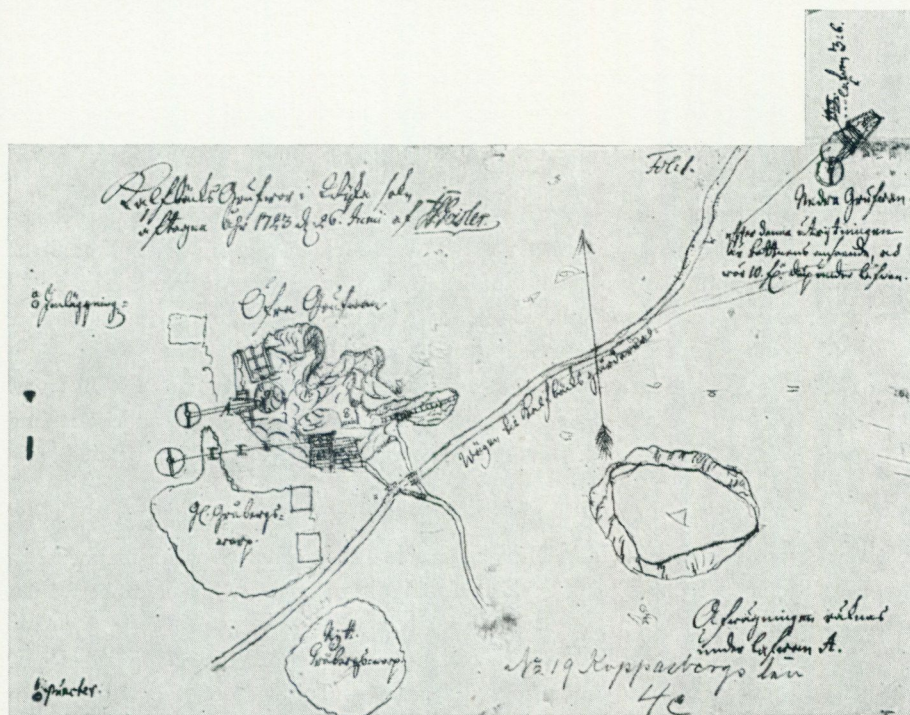
§ 226. Sie sind bey Kalfbeksby an der Grenze des Kirchspiels Skiedwi, jetzt auflässig. Sie sollen von Alters im Umgange gewesen, und von sehr beträchtlicher Teufe seyn. Als der berühmte SWAB hier Bergmeister war, setzte sie eine Gewerkschaft aus Sahla zwar vom neuen in Umtrieb, gab sie aber wegen weniger Hofnung bald wieder auf. Aus des BERGRATH TILAS mir mitgetheilten Beschreibung derselben, ist das Folgende wissenschaftlich.

§ 227. Unter mehreren Gruben sind hier zwo sehr gross und tief. Die GEBIRGART ist hornblendig. Die Gänge scheinen in N. und S. zu streichen, und tonnleg in W. zu fallen. Die hangende und liegende Wand werden von verschiedenen Quarzklüften 1/2 bis 1 Fuss mächtig durchkreuzt; vorzüglich streichen einige grosse Quarzgänge in O. und W., welchen man auch in unserer Zeit mit Arbeit nachgegangen ist. Ein nachgebliebener Erzhauffen der Förderung der letzten Jahre besteht aus ganz untauglichem Erz, nemlich aus glänzender, mit Bleyglanz gemischter BLENDE, mit eingesprengetem Kies.

§ 228. Mitten unter diesen alten Gruben, etwann 100 Faden von denselben, wurden vor einigen Jahren gute KUPFERERZANBRÜCHE entdeckt, und die Arbeiten darauf die NEUEN KALFBEKSGRUBEN genennet. In ihrem Felde siehet man ein sehr zähes, talkiges Gestein, mit ordentlichen Quarzgängen.

§ 229. In der LASSEGRUBE, die eine dieser neuen ist, streicht 1 Fuss mächtiger QUARZ-GANG in N.N.W. und S.S.O. mit geringer Tonnlege gegen O. Der Quarz ist etwas mit Glimmer gemischt, und hat kleine KUPFERERZFLECKEN. Diesem Gange ostlich steht dunkler GRANIT, der nichts enthält, dagegen ist westlich eine andere Bergart, die die rechte GANGART zu seyn scheint, 2 Fuss mächtig; es ist ein dunkles hornblendiges Gestein mit schwarzem talkartigen Glimmer, welches schön grünes Kupfererz in kleinen Nieren und Flecken führt. Diesem westlich, oder in der liegenden Wand, steht dunkler, sehr glimmeriger Granit (Gräberg).

§ 230. Von dieser Grube etliche dreyszig Faden in S.S.O. siehet man in der Felsart eine andere, aber quer durch die vorige, oder in O. und W. streichende Hornsteinablösung in dunkeln Granit, die ebenfalls schönes grünes Kupfererz fleckweise besitzt. Man hat hier einen nicht tiefen Schurf gebrochen, und ist auch mit der Lassegrube nur wenig Faden niedergegangen.



Karte über das Grubengebiet Kalvbäcken, aufgenommen vom Markscheider I. G. GEISLER am 26. Juni 1723. Originalmasstab 1:800, Masstab der Reproduktion 1:1500. Aus dem Archiv des Kgl. Kommerzkollegiums.

Wie Cronstedt mitteilte, ist die Lagerstätte zur Zeit des Berghauptmanns Swab (1714—1730) durch Interessenten aus Sala abgebaut worden.

Was während der folgenden 150 Jahre mit der Grube geschah, lässt sich heute nicht mehr ermitteln. Wahrscheinlich hatte der Gehalt an Zinkblende die Verhüttung

des Blei- und Kupfererzes erschwert, sodass der Betrieb wiederum niedergelegt worden ist. Am Ende des 19. Jahrhunderts war die Grube im Besitz der STORA KOPPARBERGS BERGSLAGS A. G., ohne jedoch bearbeitet zu werden. Dann wurden 1897 die Schurfrechte an Privatpersonen verliehen.

Im Jahre 1901 gründete Dr. G. de Laval und Mitinteressenten die Firma KALVSBÄCKENS GRUVAKTIEBOLAG. De Laval hatte kurz vor der Jahrhundertwende mit Versuchen begonnen, Zink herzustellen. Dabei verwendete er u. a. Kalvbäckererz, das bis 1904 abgebaut wurde. Damals lagen zwei langgestreckte Tagbauöffnungen mit einer Teufe von ca. 30 m vor. Bis 1904 konnten aus 17.312 Tonnen Fördergut 1914 Tonnen Zinkerz mit durchschnittlich 35 % Zink gewonnen werden.

Durch spätere Transaktionen gingen die Gruben an das Konsortium über, welches die Grubenanlage SAXBERGET besass. Der Betrieb lag nun kurze Zeit still, bis 1915 der Bezirkshauptman Tillberg die Grube Saxberget und damit auch Kalvbäcken erwarb, jetzt NYA KALVBÄCKSGRUVAN genannt. Nach dem Sumpfen wurde ein relativ reiches Zinkerz angetroffen und abgebaut.

Das Erz wurde anfänglich in einer kleinen, provisorischen Anlage in einer alten Scheune am See Runn geröstet, wobei ein angereichertes Produkt mit 26 bis 28 % Zn und 8 % S gewonnen worden ist. Später wurde das abgeröstete Erz in Trollhättan (Vieille-Montagne-Gesellschaft) verhüttet.

Da während des 1. Weltkrieges die Aussichten für die Hütte und die zugehörigen Zinkgruben gut waren, wurde 1922 bei der Grube ein Werk für nassmechanische Aufbereitung erbaut. Das erhaltene Anreicherungsprodukt war jedoch nicht hochwertig, woraufhin der inzwischen von AKTIEBOLAGET ZINKGRUVOR übernommene Betrieb 1927 auf selektive Flotation umgestellt wurde.

Am 1.1.1958 gingen Grube und Aufbereitungswerk in Eigentum der BOLIDEN GRUBEN A. G. über. Während der letzten Jahre vor der endgültigen Niederlegung im Februar 1963 wurde das Erz in Garpenberg aufbereitet und in Belgien verhüttet.

Die langgestreckten Erzkörper Blågruvan und Nya Kalvbäcksgruvan wurden teils im Versatzabbau und teils im Scheibenbruchbau abgebaut. Das Lillmalmen-Erz wurde im Scheibenbruchbau, der Erzkörper Kopparmalmen im Scheibenstrossenbau gewonnen.

Der Hauptschacht (Kübelförderung) ist bis auf eine Teufe von 220 m abgesenkt. Von der 220 m-Sohle wurde dann ein Schrägschacht (Tonnlage 65°) bis auf 495 m niedergebracht. Das tiefste Bohrloch erreicht 590 m.

Im allgemeinen erübrigte sich auf Grund der hohen Standfestigkeit des Gesteins ein Ausbau der Strecken. Jedoch wurden die Füllörter und die schachtnahen Strecken teilweise mit Holz ausgebaut und die Firste stellenweise aus Sicherheitsgründen durch Keilanker vernagelt.



## LITERATUR

- Abkürzungen: S.G.U. = SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING, Stockholm.  
G.F.F. = GEOLOGISKA FÖRENINGENS FÖRHANDLINGAR, Stockholm.
- BjÖRZÉN, C.: Kalvbäckens Gruvor. Unveröffentlichte Meldearbeit, Kgl. Techn. Hochschule Stockholm.
- BURRI, C., 1959: Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. Basel.
- CARLBERG, J. O., 1879: Historiskt sammandrag om svenska bergverkens uppkomst och utveckling samt grufvelagstiftningen. Stockholm, S. 26.
- VON CRONSTEDT, A. F., 1781: Axel Friedrichs von Cronstedt, Königl. Schwedischen Bergmeisters, Mitgliedes der Stockholmschen Akad. der Wissenschaften etc. Mineralgeschichte über das westmanländische und dalekarlische Erzgebirge, auf Beobachtungen und Untersuchungen gegründet. Nach dessen Handschrift aus dem Schwedischen übersetzt von J. G. GEORGI, Adjunct der Kaiserl. Akademie der Wissenschaften zu St. Petersburg etc., Zum Druck befördert von D. J. C. D. SCHREBER, Hochfürstl. Brandenb. Onolzbach- und Culmbachischen Hofrath und Prof. der Medizin, Botanik, Naturgeschichte und Oekonomie zu Erlangen etc., Nürnberg.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A., ZUSSMAN, J., 1962: Rock-forming minerals. Vol. 1,5. London.
- ESKOLA, P., 1914: On the petrology of the Orijärvi region in southwestern Finland. Bull. Comm. géol. Finlande Nr. 40.
- 1920: Om metasomatiska omvandlingar i silikatbergarter. Norsk. geol. tidskr., Bd. 6, S. 89—107.
- ESKOLA, P. in BARTH, T. F. W., CORRENS, C. W., ESKOLA, P., 1963 und 1960: Die Entstehung der Gesteine. Berlin, S. 263—407.
- ESKOLA, P., 1950: Orijärvi re-interpreted. Compt. Rend. Soc. Géol. Finlande XXIII, S. 93.
- 1950: Parageneses of cummingtonite and hornblende from Muuruvesi, Finland. Am.Min. 35, S. 728—734.
- FRIEDRICH, O. M., 1947: Die Talklagerstätten des Rabenwaldes, Oststeiermark. Berg- und Hüttenm. Monatshefte, Bd. 92, Heft 4/5, S. 66—85.
- 1948: Überschiebungsbahnen als Vererzungsflächen. Berg- und Hüttenm. Monatshefte, Bd. 93, Heft 1/3, S. 13—15.
- 1962: Neue Betrachtungen zur ostalpinen Vererzung. Karinthin, Folge 45/46, S. 210—228.
- FYFE, W. S., TURNER, F. J., VERHOOGEN, J., 1958: Metamorphic reactions and metamorphic facies. Geol. Soc. Am., mem. 73, New York.
- GAVELIN, S., 1939: Geology and ores of the Malånäs District, Västerbotten, Sweden. S.G.U., Ser. C, Nr. 424.
- 1941: Relations between ore deposition and structure in the Skellefte district. S.G.U., Ser. C, Nr. 443.
- 1959: Malmgenes. G.F.F., Bd. 81, Heft 2, Nr. 497, S. 297—303.
- GEIJER, P., 1917: Falutraktens geologi och malmfyndigheter. S.G.U., Ser. C, Nr. 275.
- 1931: Geologisk rapport över Kalvbäckens Gruvor. Unveröffentlichtes Gutachten.
- 1934: Magmagaserna som förmedlare av regional metasomatisk omvandling. G.F.F., Bd. 56, S. 631—636.

- GEIJER, P., MAGNUSSON, N. H., 1944: De mellansvenska järnmalmernas geologi. S.G.U., Ser. Ca, Nr. 35, S. 18—56 und 499—500.
- GEIJER, P., 1959: Några aspekter av skarnmalmsproblemen i Bergslagen. G.F.F., Bd. 81, Heft 3, S. 514—534.
- 1962: On the association of magnesium and sulphide in metasomatic mineralization. Arkiv för min. och geol., Bd. 3, Nr. 8, S. 153—164.
- 1964: On the origin of the Falun type of sulfide mineralization. G.F.F., Bd. 86, S. 3—27.
- HENRIQUES, Å., 1952: Kvantitativa mineralbestämningar av Kalvbäckens malmer och bergarter. Unveröffentlichtes Gutachten.
- HÖGBERG, E., 1962, a: The deposits of Archean carbonate rocks at Forsby and Bondökna in Central Sweden. G.F.F., Bd. 84, Heft 3, S. 245—282.
- 1962, b: Calcite and dolomite relations in Svecofennian rocks. G.F.F., Bd. 84, Heft 3, S. 283—310.
- HÖGBOM, A., 1928: On the relations between syntectonic granites and ore formation in Sweden. Fennia, Bd. 50, Nr. 21, S. 9—13.
- HÜLPHERS, ABR., ABRAHAMSON, 1762: Dagbok öfver en Resa igenom de, under Stora Kopparbergs Höfdingedöme lydande Lähn och Dalarne år 1757. Tryckt hos Joh: Laur: Hornn på dess förlag, Wästerås.
- KOARK, H. J., 1963: Zur Altersstellung und Entstehung der Sulfiderze vom Typus Falun. Geol. Rundschau, Bd. 52, Heft 1, S. 123—146.
- Kortfattad beskrivning över bergshanteringen vid Aktiebolaget Zinkgruvors sulfidmalmsgruvor. Festschrift zum 50. Geburtstag des Aufsichtsratsvorsitzenden der AB Zinkgruvor Martin Waldenström. Falun, April 1931.
- KULLING, O., HJELMQVIST, S., 1948: Beskrivning till kartbladet Falun. S.G.U., Ser. Aa, Nr. 189, S. 5—59.
- LANDERGREN, S., 1929: Kalvbäckens Gruvor. Geologisk rapport. Unveröffentlichtes Gutachten.
- LUNDQVIST, T., 1962: Det svekofenniska suprakrustalstråket mellan Ljusterö och Rödlöga i Stockholms Norra Skärgård. S.G.U., Ser. C, Nr. 585.
- MAGNUSSON, N. H., 1936: Berggrunden inom Kantorps malmtrakt. S.G.U., Ser. C, Nr. 401, S. 51 ff.
- 1940: Ljusnarsbergs malmtrakt Berggrund och malmfyndigheter. S.G.U., Ser. Ca, Nr. 30, S. 83—91.
- 1950: Zinc and Lead Deposits of Central Sweden. Internat. Geol. Congr., report of the eighteenth session, part VII. London. S. 371—379.
- 1953: Malmgeologi. Stockholm. S. 285—311.
- 1960: Iron and sulphide ores of Central Sweden. Guide to excursions A26 and C21. Internat. Geol. Congr. XXI Session Norden.
- MEHNERT, K. R., 1960, a: Zur Geochemie der Alkalien im tiefen Grundgebirge. Beitr. Min. Petr., Bd. 7, S. 318—339.
- 1960, b: Über endogene Erzbildung und ihre Beziehungen zur Granitentstehung. N.Jb.Mineral., Abh., Bd. 94, S. 49—76.
- MELLIS, O., 1942: Gefügediagramme in stereographischer Projektion. Zeitschr. Min. Petr. Mitt., Bd. 53, Heft 6, S. 330—353.
- METZ, K., 1957: Lehrbuch der tektonischen Geologie. Stuttgart.
- PILAVA, N., 1957: Lövås gruva. G.F.F., Bd. 79, Heft 2, S. 179—194.
- 1958: Geologiskt PM beträffande Kalvbäckens Gruva. Unveröffentlichtes Gutachten.
- RAMDOHR, P., 1955: Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Berlin.
- RANKAMA, K., SAHAMA, Th. G., 1950: Geochemistry. The University of Chicago Press.

- ROST, F., HOCHSTETTER, R., 1964: Zur Petrologie und Geochemie der Ophicalcite des "Eozoon-Typus". N. Jb. Miner. Abh., 101,2, S. 173—194.
- SCHNEIDERHÖHN, H., 1944: Erzlagerstätten. Jena.
- 1952: Genetische Lagerstättengliederung auf geotektonischer Grundlage. N. Jb. Mineral., Mh., A, S. 47—89.
- SCHREYER, W., KULLERUD, G., RAMDOHR, P., 1964: Metamorphic Conditions of Ore and Country Rock of the Bodenmais, Bavaria, Sulfide Deposit. N. Jb. Miner., Abh., 101,1, S. 1—26.
- SCHWARTZ, G. M., 1955: Hydrothermal alteration as a guide to ore. Econ. Geol., 50th Anniv. vol., I, S. 300—323.
- 1959: Hydrothermal alteration. Econ. Geol., vol. 54, Nr. 2, S. 161—183.
- SUNDIUS, N., 1923: Grythyttfältets geologi. S.G.U., Ser.C, Nr. 312.
- SVERIGES OFFICIELLA STATISTIK, Bergshantering. Berättelser för åren 1915—1960 av Kommerskollegium. Stockholm.
- SRIRAMADAS, A., 1957: Diagrams for the correlation of unit cell edges and refractive indices with the chemical composition of garnets. Am. Min. 42, S. 294—298.
- TEGENGREN, F. R., 1924: Sveriges ädlare malmer och bergverk. S.G.U., Ser. Ca, Nr. 17, S. 165—168.
- TÖRNEBOHM, A. E., 1880: Beskrifning till Blad N:o 2 af Geologisk öfversigtskarta öfver Mellersta Sveriges Bergslag. Stockholm.
- TRÖGER, W. E., 1956: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 1, Bestimmungstabellen, 2. Auflage. Stuttgart.
- TUOMINEN, H. V., MIKKOLA, T., 1950: Metamorphic Mg-Fe-enrichment in the Orijärvi region as related to folding. Compt. Rend. Soc. Géol. Finl., Nr. 23, S. 67—92. (Bull. Comm. Géol. Finl., Nr. 150).
- WACHROMEJEV, S. A., 1954: Erzmikroskopie. Berlin.
- WINCHELL, H., 1958: The composition and physical properties of garnet. Am. Min. 43, S. 595—600.
- WITT, TH., 1906: Sveriges Ädlare Malmer jämte Grufvor. Falun. S. 41—42.  
Bei der Schriftleitung eingegangen am 2. Nov. 1964.



PRIS 25 KRONOR

Distribution

SVENSKA REPRODUKTIONS AB

FACK VÄLLINGBY 1

Växjö 1967 C. Davidsons Boktr. AB

Printed in Sweden