



Bergvesenet

Postboks 3021, N-7441 Trondheim

Rapportarkivet

Bergvesenet rapport nr

6233

Intern Journal nr

Internt arkiv nr

Rapport lokalisering

Gradering

Kommer fra arkiv

Elkem as

Ekstern rapport nr

84 - 91

Oversendt fra

Elkem as

Fortrolig pga

Fortrolig fra dato:

Titel

Diplomarbeit des cand. geol. Egmont Zeppernick. Geologische Kartierung des Flottorp-Gebietes bei Mandal, Sydnorwegen.

Forfatter

Zeppernick, Egmont

Dato

År

26.09. 1968

Bedrift (oppdragsgiver og/eller oppdragstaker)

Kommune

Audnedal

Fylke

Vest-Agder

Bergdistrikt

1: 50 000 kartblad

14111

1: 250 000 kartblad

Mandal

Fagområde

Geologi

Dokument type

Forekomster (forekomst, gruvefelt, undersøkelsesfelt)

Flottorp

Råstoffgruppe

Malm/metall

Råstofftype

Mo

Sammendrag, innholdsfortegnelse eller innholdsbeskrivelse

En geologisk kartlegging av Flottorp-feltet.

herzlichen Dank für
die freundliche Betreuung
hier

Grüßend
Bonn

DIPLOMAEREIT

des

card. geol.

Georg ZEPPENICK

Die selbständige Anfertigung
der vorliegenden Arbeit und
Karten versichere ich hiermit
Clausenel-Zellerfeld, den 26.9.68

gezeichnet... Jeppewitz

Zeppernich, E.

THEMA

Geologische Kartierung des Flottorp-
Gebietes bei Mandal / Südnorwegen



Elkomas
Hovedbiblioteket

	Vorwort	
1.	Einleitung und Abgrenzung des Arbeitsgebietes....	1
2.	Zur Morphologie und Geographie des Arbeits- gebietes.....	3
3.	Makroskopische Beschreibung der Gesteinsarten des Kartiergebietes.....	6
3.1.	Serie der Roten Gneise.....	6
3.1.1.	Augengneis.....	6
3.1.2.	Gneis mit großen runden Feldspäten.....	9
3.1.3.	Regulärer Gneis.....	11
3.1.4.	Granitgneis mit kleinen eckigen Feldspäten.....	12
3.1.5.	Grobkörniger Granitgneis.....	13
3.1.6.	Feinkörniger Granitgneis.....	14
3.2.	Serie der Grauen Gneise.....	15
3.2.1.	Amphibolitischer Bändergneis.....	16
3.2.2.	Gemischter Biotitbändergneis.....	18
3.2.3.	Schlieriger Gneis.....	21
4.	Die stratigraphische Folge der Metamorphite des Kartiergebietes.....	23
4.1.	Augengneis.....	25
4.2.	Gneis mit großen runden Feldspäten.....	25
4.3.	Regulärer Gneis.....	25
4.4.	Granitgneis mit kleinen eckigen Feldspäten.....	25
4.5.	Grobkörniger Granitgneis.....	25
4.6.	Feinkörniger Granitgneis.....	25
5.	Die Tektonik des Kartiergebietes.....	27
5.1.	Der Großfaltenbau.....	27
5.1.1.	Das Gebiet nördlich der Epte vann-Störung.....	27
5.1.2.	Die westliche Mulde.....	28
5.1.3.	Die südöstliche Sattelzone.....	29
5.2.	Die Spezialfaltung und B-Lineation.....	30
5.3.	Postorogene Bruchtektonik.....	35
5.3.1.	Die Klüftung.....	35
5.3.2.	Störungen.....	39
6.	Das Molybdänvorkommen von Flottorp.....	42
6.1.	Geschichte der Bergbauversuche und Unter- suchungsarbeiten.....	42
6.2.	Der geologische Verband der Molybdän- lagerstätten.....	50

7.	Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchungen der Gesteinsserien	56
7.1.	Rote Gneise	56
7.2.	Graue Gneise	76
7.2.1.	Amphibolitischer Bändergneis	76
7.2.2.	Gemischter Biotitbändergneis	86
7.2.3.	Schlieriger Gneis	92
7.3.	Ganggesteine	99
7.3.1.	Pegmatitgänge und Quarz-Feldspatadern	105
7.3.2.	Aplite	110
7.3.3.	Kluftfüllungen	115
8.	Ergebnisse der erzmikroskopischen Anschliff- untersuchungen	119
8.1.	Beschreibung der Erzminerale	119
8.1.1.	Molybdänglanz	119
8.1.2.	Magnetit	122
8.1.3.	Magnetkies	125
8.1.4.	Pyrit	127
8.1.5.	Kupferkies	129
8.1.6.	Zinkblende	132
8.1.7.	Markasit	133
9.	Genetische Schlußbetrachtungen	135
9.1.	Zur Genese der Roten Gneise	141
9.2.	Zur Genese der Grauen Gneise und ihrer Molyb- dänerze	153
9.3.	Zur Genese der Ganggesteine	162
10.	Zusammenfassung der Arbeitsergebnisse	165
10.1.	Zusammenfassung der Feldebefunde	165
10.1.1.	Petrographie und Stratigraphie	165
10.1.2.	Tektonik	166
10.1.3.	Bergbauversuche und Untersuchungsarbeiten im Flottorpgebiet	168
10.2.	Zusammenfassung der mikroskopischen Unter- suchungen	168
10.3.	Zusammenfassung der genetischen Betrachtungen....	169
10.3.1.	Die Entstehung der Roten Gneise	170
10.3.2.	Die Entstehung der Grauen Gneise	171
10.3.3.	Die Entstehung der Sulfidischen Erze	172

Verzeichnis der Anlagen :

- 1) Geologische Übersichtskarte
- 2) Gesamtprofile
- 3) Feinstratigraphische Teilprofile
- 4) Strukturkarte
- 5) Schematisiertes Normalprofil des Flottorp-Gebietes
- 6) Karte der Aufschlussverhältnisse, Handstücke, Vererzung und Bilder
- 7) Rekonstruktion des Faltenbaus im Bereich der alten Grube Øvre Flottorp (Bohrberichte von 1942)

Vorwort :

Für die freundliche menschliche und finanzielle Unterstützung, das Überlassen von Karten- und Handstückmaterial sowie die Einführung in mein Gebiet möchte ich mich bei Herrn Prof. T. W. F. HARTH und Herrn Konservator J. A. LOMM vom Geologisk Museum in Oslo recht herzlich bedanken.

Herrn Dr. H. P. GEIS von den Christiania Spiserverk Oslo bin ich für viele Hinweise, gemeinsame Geländebesuche und seine stete Hilfsbereitschaft zu ganz besonderem Dank verpflichtet.

Meinem verehrten Fachlehrer, Herrn Prof. Dr. H. BOTTKE, der mir diese Arbeit ermöglicht hat, gilt mein herzlichster Dank für die ausgezeichnete Betreuung sowie klärende Diskussionen bei der Durchführung.

Bei der mikroskopischen Auswertung haben mich viele Kollegen mit ihrem Rat unterstützt. Herrn Dr. F. WEISSENBACH möchte ich stellvertretend für alle deshalb meinen Dank aussprechen.

1. Einleitung und Abgrenzung des Arbeitsgebietes.

Im Rahmen der "Operation Telemark", die von der Universität Oslo seit 2 Jahren durchgeführt wird und größere Teile Süd-Norwegens einer Neukartierung unterzieht, ergab sich die vorliegende Arbeit, zu der in den Monaten Juni bis September 1966 die Geländeaufnahme durchgeführt wurde.

Meine Aufgabe bestand darin, die Metamorphite des Flottorp-Gebietes in einer Kartierung im Maßstab 1 : 12.500 zu erfassen, ihr relatives Altersverhältnis sowie ihr tektonisches Verhalten zu klären. Des weiteren sollte eine Untersuchung und Abgrenzung des Molybdänvorkommens Flottorp vorgenommen und die Genese dieser Lagerstätte betrachtet werden.

Das etwa 50 km² große Kartiergebiet liegt ungefähr 75 km nördlich von Mandal und 50 km südöstlich von der Molybdängrupe Knaben im Sørlandet (Süd-Norwegen), innerhalb der Breitengrade 58° 27' 30" und 58° 33' 00" und der Längengrade 7° 18' 00" und 7° 28' 30" in einer Höhenlage zwischen 200 und 600 m ü.NN.

Die Stationierung während der Geländemonate erfolgte in Håland. Rund um das Kartiergebiet verläuft eine Straße, die gleichzeitig die Arbeitsgrenze bildet und über die Orte Sveindal, Mjåland, Kylland, Øjuvstad, Verdal, Kvåle, Yttre Flottorp und Håland führt.

Die alte Molybdängrupe Flottorp erreicht man auf der Straße von Håland nach Øvre Flottorp, die wenige m vor der Grube endet und die einzige Straße ist, die in das Innere des Kartiergebietes führt.

Die meisten Teile des Gebietes sind aufgeschlössen, bzw. wegen geringmächtiger Bedeckung leicht einzusehen. Nachteilig für die geologische Kartierung wirkt sich bei den sehr ähnlich verwitternden Gesteinen besonders die tiefreichende Verwitterungsrinde von 0,5 bis 2,0 m Mächtigkeit aus. Frisches Handstückmaterial ist auf diese Weise schwer zu erhalten. Die besten Aufschlüsse lieferten durch Probenahme entstandene Sprenglöcher in den vererzten Zonen nördlich der alten Grube Flottorp, westlich von Yttre Flottorp und am Fenklop, sowie die durch Sprengungen erweiterte Straße nördlich von Kvåle. Die geologischen Daten bei der Geländeaufnahme wurden in eine topographische Karte im Maßstab 1 : 12.500 eingetragen, die aus der Norwegischen Karte von 1944 im Maßstab 1 : 50.000 vergrößert wurde. Die Anordnung der Karten und ihre Nummern, sowie die Lage des Arbeitsgebietes ist aus Abb. 1 zu sehen.

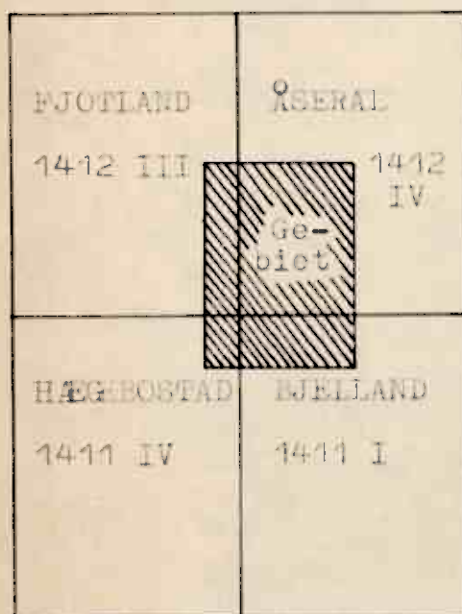


Abb. 1

Außerdem standen für das gesamte Gebiet Luftbilder im Maßstab von ca. 1 : 50.000, sowie für einige Teile Luftbilder im Maßstab von ca. 1 : 15.000 zur Verfügung. Der Abstand der in der Norwegischen Karte 1 : 50.000 eingetragenen Isohypsen beträgt 50 m, dabei werden viele kleinere Geländeerhebungen und -vertiefungen nicht erfasst und die Orientierung sehr erschwert.

Die wesentlichen Fixpunkte der Kartierung stellen Toteisseen und Berggipfel dar. Die bei der Aufnahme häufig verwendeten Kompaßmeßstrecken wurden im Gelände an Fixpunkten korrigiert, oder es wurden vorher festgelegte Profile quer zum Streichen abgegangen; dabei wurden die Zonen des Grauen Gneises als Leithorizonte besonders berücksichtigt.

2. Zur Morphologie und Geographie des Arbeitsgebietes.

Das Gelände steigt im W allmählich, im S, E und N dagegen steil an. Im E verläuft parallel zur Straße der Fluß Mandalselva, der nur bei Kylland, Mjøland und Sveindal überquert werden kann. Die Entwässerung erfolgt von den im Zentrum des Gebietes gelegenen höchsten Punkten nach allen Richtungen.

Die vorwiegenden Entwässerungsrichtungen sind :

- I) NNE-SSW-verlaufende Täler, deren Anlage durch das Generalstreichen der Schichten zwischen 10° und 30° bedingt ist. (Mandalselva)
- II) ENE-WSW-verlaufende Täler, deren Anlage vorwiegend an postorogene Bruchtektonik gebunden ist und mit den Richtungen zwischen 60° und 70° übereinstimmt.
- III) E-W-verlaufende Täler, die zumindest teilweise an Störungen gebunden sind, mit Richtungen von 80° bis 110° .

Die pleistozäne Vergletscherung hinterließ ihre Spuren in mannigfaltiger Weise: Eine Vielzahl kleinerer und größerer Toteisseen, die langsam verlanden, bedeckt das gesamte Gebiet.

Hufeisenförmige Eindrücke, gekritzte Geschiebe und Gletschertöpfe zeugen vom Transport des Eises. 10 bis 20 m mächtige Ablagerungen von Moränenmaterial finden sich vorwiegend in tiefer gelegenen Tälern, so in den Aufschlüssen südlich von Verdal und Håland. Die runden Oberflächenformen lassen sich gleichermaßen durch Plateauvergletscherung sowie natürliche Verwitterung erklären.

Der größte Teil des Gebietes ist mit niederem Mischwald auf sumpfigem und vermoorten Untergrund bestanden. Bei etwa 400 m Ü.NN wird die Baumgrenze erreicht; darüber existieren nur noch Flechten und Moose. Größeren Nadelwaldbestand weist nur der flachere Westteil in geschlossenen Flächen auf. Die Wiesen zu beiden Seiten der Straße werden vorwiegend als Weideland genutzt, da sie sich für den Ackerbau wegen zu starker Vernässung oder zu geringmächtiger Bodenkrume nicht eignen. Das Innere des Gebietes ist unbewohnt und wird landwirtschaftlich nicht genutzt.

Die folgenden Aufnahmen, Abb. 1a bis 5 sind Teilansichten aus dem Arbeitsgebiet, sämtliche Abbildungen und gegebenenfalls ihre Blickrichtung sind in Anlage 6 verzeichnet.



Abb. 1a Blick in den flachen, bewaldeten W-Teil.



Abb. 2 Blick in den nördlichen Teil des Kveveneif. Die durch Bruchtektonik entstandenen Gräben und Horste sind im linken Bildteil zu erkennen.



Abb. 3 Blick nach N. vom Knapan (479 m)

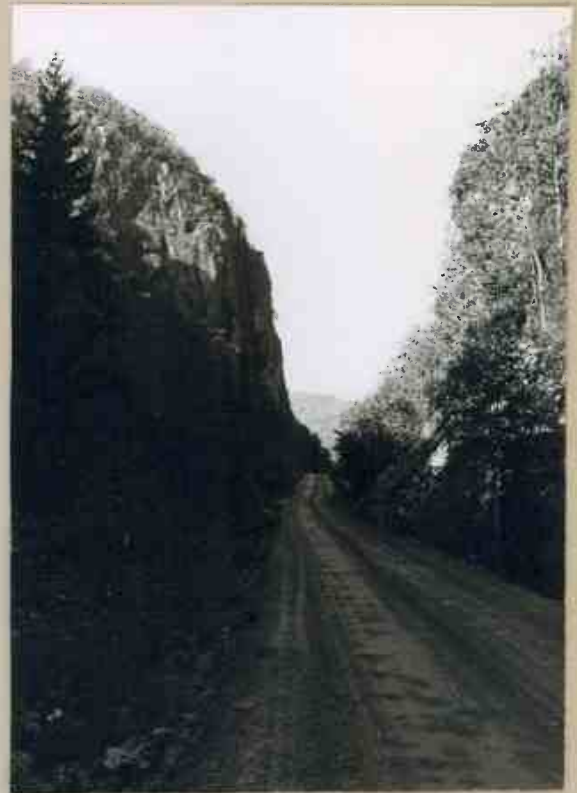


Abb. 5 Blick ins Gydalen



Abb. 4 Blick von der Straße ins Arbeitsgebiet (s. Kvåle)

2) Makroskopische Beschreibung der Gesteinsarten des Kartiergebietes.

2.1. Serie der Roten Gneise :

Diese bestehen aus einer monotonen Serie von Anatexiten. Wegen ihres hohen Anteils an vorwiegend rötlichen K-Na-Feldspäten unterschiedlicher Kornformen und -größen wurden sie rote Gneise genannt.

Die Serie der Roten Gneise ist in ihrer Zusammensetzung aus K-Na-Feldspäten, Plagioklas, Quarz und Biotit weitgehend homogen. Der Anteil an Plagioklas läßt sich im Handstück nicht sicher abschätzen, da in den stark verwitterten Gesteinen die Feldspäte alle rosa, gelblich oder grau aussehen. Mit der Anführbemethode nach BAILY & STEVENS (1960) ließen sich im Gelände sehr grob Plagioklasgehalte zwischen 20 und 25 % ermitteln. Zur weiteren kartierbaren Unterteilung der Serie der Roten Gneise dienten einmal wechselnde Korngrößen und -formen der K-Na-Feldspäte, zum anderen die unterschiedliche Gefügeregelung der einzelnen Komponenten. Gesteine mit unregelmäßigem Gefüge wurden als Granitgneis ausgeschieden, solche mit teilweise oder vollständig regelmäßigem Gefüge als Gneis kartiert (s. Anlage 1). Nach Abnahme der Korngröße und Gefügeregelung wurden folgende Kartiereinheiten innerhalb der Serie der Roten Gneise unterschieden :

2.1.1. Augengneis : (s. Abb. 6)

Das Gestein besteht in seiner Normalausbildung aus einer feinebenderten, streng parallelvergente ausgerichteten Matrix, die sich aus hellen und dunklen Partien (Plagioklas und Quarz mit wechselnden Anteilen von Biotit) aufbaut. In sie sind parallel und peri-



Abb. 6 Aufschluß
200 m westlich von
Häland. Augengneis
mit deutlich heraus-
witternden Mikroklinen.
An der Basis Biotit-
bänder.

schamurartig die sehr großen, fleischroten K-feldspat-
kristalle ($1,5 \times 3 - 2,5 \times 4,5 - 3 \times 5,5$ cm) eingelagert. Bei der Verwitterung treten diese als Knauern deutlich heraus. Es handelt sich bei den Feldspäten meist um Mikrokline, die häufig als Karlsbader Zwillinge ausgebildet sind. Sie liegen mit der 010-Ebene parallel zur Schichtung und sind so eingeregelt, daß ihre c-Achse in der Streichrichtung von 10° bis 30° (Generalstreichen) liegt. Häufig wurden auch andere Einregelungen der c-Achse in die 60° -Richtung und untergeordnet in 90° und 145° eingemessen.

Abweichend von dieser Normalausbildung bietet der Augengneis in einzelnen Zonen ein völlig anderes Bild. Das Gestein wirkt wie ein grober Pegmatit, da die Komponenten getrennt vorliegen und große Einzelkristalle bilden. Die Feldspäte (große Mikrokline, daneben kleinere Albite) bilden Höfe um Milchquarzkerne. Häufig treten in den Feldspäthöfen große biotitkristalle von bis zu 5 cm Tafeldurchmesser als 1 cm mächtige, feinstparallel gelagerte Aggregate auf. Bei der Verwitterung treten besonders einzelne, sehr große Mikrokline ($3,5 \times 10 - 4 \times 12$ cm)

hervor. In anderen Zonen, besonders zur Basis verstärkt, wurden 5 - 10 cm mächtige dunkle oder hellere Biotitbänder beobachtet, die im Streichen auf 10 - 20 m zu verfolgen waren und dann auskeilten. (s. Abb. 7)



Abb. 7 Auskeilende Biotitbänder an der Basis des Augengneises. Aufschluß 500 m WSW von Håland.

Die Grenzen zu den anderen Gesteinen der Serie der Roten Gneise sind unscharf. Die Übergänge bilden 10 bis 20 m mächtige Zonen von Gneis mit großen runden Feldspäten. Nur die Grenze zum feinkörnigen Granitgneis erfolgt ohne Übergang. In Bereichen, wo der Augengneis an die Grauen Gneise grenzt, bildet er Zwischenlagen in letzterem, teilweise tritt er auch noch als seine Unterlage auf (max. 5 m).

Der Augengneis ist im SE-Teil des Kartiergebietes verbreitet. Er wird nach S mächtiger und außerhalb des Kartierbereiches nimmt er eine Fläche von mehr als 20 km² ein. Nach N und NW geht er in den Gneis mit großen runden Feldspäten über und bildet im W zu beiden Seiten der Eptovann-Störung nochmals einen kleineren Bereich. Die Vertretbarkeit zwischen dem Augengneis und dem Gneis mit großen runden Feldspäten ist augenscheinlich. Sie ist in streichender Richtung zu beobachten. Im Profil A - A' in Anlage 2 bilden sie die sich entsprechenden Sattelflan-

ken zu beiden Seiten der Unteren Zone des Grauen Gneises.
Im übrigen Gebiet tritt der Augengneis nur seltener als
geringmächtige, stets konkordante Einlagerung sowohl in
der Serie des Grauen Gneises (s. Anlage 3 Profil an der
Straße nach Kvåle), als auch in der Serie der Roten Gneise
auf (s. Anlage 1).

1.1.2. Gneis mit großen runden Feldspäten : (Abb. 8)



Abb. 8 Typische Ver-
witterungsform des
Gneises mit großen
runden Feldspäten.
250 m nördlich
Kvåvæli.

Das Gestein setzt sich aus K-Na-Feldspäten, Quarz, Plagioklas und Biotit zusammen. Charakteristisch sind einzelne größere, runde oder elliptische K-Na-Feldspäte (3 x 5 cm), die porphyroblastisch, ohne Einregelung, in das sonst homogene Gestein eingelagert sind. Die körnigen Quarze liegen stets glasig, teilweise hell, vorwiegend rauchig vor. Meist fehlt bei ihnen eine Einregelung, allerdings wurden gelegentlich sehr dünne, s-parallele, 0,05 - 0,1 cm mächtige Quarzadern beobachtet. Die Biotite mit Größen über 0,1 cm bilden sehr dünne, s-parallele Lagen unter 1mm Mächtigkeit, die die übrigen Komponenten umfließen. Das Gestein enthält noch relativ viel Plagioklas, der an den unscharfen Korngrenzen gut zu erkennen ist. Es liegen Aggregate kleinerer Körner vor. Die übrigen

kleineren K-Na-Feldspäte sind selten verzwillingte Einzelkristalle mit scharfen Korngrenzen. Sie besitzen mit 0,1 - 1,0 cm Durchmesser etwa dieselbe Korngröße wie die Plagioklasagregate. Die K-Na-Feldspäte sind meist von parallel c verlaufenden Spaltrissen durchzogen.

Häufig konnten in dieser Gneisart Reste des Grauen Gneises als konkordante Linsen oder Bänder festgestellt werden, die man gut an den wulstig herauswitternden Quarzitlagen, sowie einzelnen parallelen Adern unterschiedlicher Zusammensetzung erkennen kann. Kleinere Einschaltungen von Grobkörnigem Granitgneis wurden besonders im Gebiet des Kvevehei gefunden. Östlich vom Breilihei treten besonders Einlagen von Granitgneis mit kleinen eckigen Feldspäten auf. Eine scharfe Grenze existiert zu den hangenden und liegenden Zonen des Grauen Gneises. Ebenso ist die Grenze zu den petrographisch andersartigen Bereichen des Roten Gneises nördlich des Eptevann unter zu Hilfenahme der Morphologie scharf zu ziehen. Im übrigen Gebiet sind die Grenzen zu den Gesteinen der Roten Gneise unscharf und durch das allmähliche Verschwinden der größeren K-Na-Feldspäte gekennzeichnet.

Im Gebiet des Breilihei über den Kvevehei zum Eptevann, sowie nördlich davon bildet der Gneis mit großen runden Feldspäten eine Zone, die in streichender Richtung von Regulärem Gneis ersetzt werden kann. In anderen Teilen des Kartiergebietes bildet er öfter nur eine geringmächtige Zone und läßt sich dann zu den liegenden Gesteinen gut abgrenzen, so am Falkefj, im Gebiet nördlich Mjøland und an anderen Stellen.

3.1.3. Regulärer Gneis :

Das Gestein baut sich aus K-Na-Feldspat (0,2 - 0,5 cm), Quarz (0,1 - 0,2 cm) und Biotit (kleiner 0,1 cm) und sehr wenig Plagioklas auf. Eine Einregelung dieser 3 Hauptkomponenten liegt vor. Stets im s-Gefüge finden sich Feldspäte und Biotite angeordnet. Ein Teil der Quarze ist plattig ausgebildet und eingeregelt und bildet so 1 - 2 mm mächtige Lagen. Der Rest dagegen ist körnig und völlig unregelt. Meist handelt es sich um Rauchquarze, aber ebenso treten helle Körner auf. Sehr selten findet man eine grünlich-glasige Quarzvarietät. Reste schlierigen Gneises finden sich in Bändern oder Linsen häufig innerhalb des Regulären Gneises (Abb. 9)



Abb. 9 Dünnes Band
von Schlierigem Gneis
in Regulärem Gneis.
500 m ESE vom Kveve-
heil.

Auf der Oberfläche erkennt man sie als unregelmäßige Zonen, in denen das sonst im Regulären Gneis gut beobachtbare s-Gefüge aussetzt. Ebenso häufig findet man kleine Nester von Granitgneis mit kleinen eckigen Feldspäten sowie Grobkörnigen Granitgneis als Einschlüsse.

Die Grenzen zu den übrigen Gesteinen der Serie der Roten Gneise sind unscharf, auch zu der Serie der Grauen Gneise

sind sie nicht immer scharf, besonders in Bereichen, wo der reguläre Gneis an Schlierigen Gneis grenzt. Dies ist besonders gut auf 5 m Distanz in östlicher Richtung im Bereich der Grube Övre Flottorp angrenzend an die Profile F - F' und G - G' in Anlage 3 zu beobachten.

Als häufigstes im Arbeitsgebiet auftretendes Gestein ist der reguläre Gneis in Zonen und Zwischenlagen, aber auch innerhalb der Serie des Grauen Gneises weit verbreitet. Seine Vertretbarkeit durch Grobkörnigen Granitgneis ist eindeutig und an vielen Orten nachweisbar.

3.1.4. Granitgneis mit kleinen eckigen Feldspäten:

Das Gestein bildet den Übergangstyp zwischen dem Grobkörnigen Granitgneis und dem Regulären Gneis. Es baut sich aus den Komponenten K-Na-Feldspat, Plagioklas, Quarz und Biotit auf. Die Komponenten lassen keine Einteilung erkennen. Vereinzelte Biotiteinregelungen verwischen diesen Gefügecharakter nicht. Einzelne, völlig unorientierte K-Na-Feldspatäugen sind scharf abgegrenzt und vorwiegend rechteckig ausgebildet (0,5 x 2 cm) und wittern deutlich heraus. Meist sind die Feldspatäugen nach 001, weniger gut nach 010 gespalten. Die körnigen Quarze mit bis zu 0,1 cm Durchmesser sind überwiegend als Rauchquarz ausgebildet. Die Biotite sind meist kleiner als in den vorher besprochenen Gesteinsarten der Roten Gneise. Ihre Korngrößen schwanken zwischen 0,01 und 0,1 cm. Einlagerungen fehlen diesem Gesteinstyp meist. Nur am W-Rand des Juvann wurden dünne, 1 - 2 cm mächtige, s-parallele Biotitbänder in ihm gefunden.

Zu der Serie der Grauen Gneise ist die Grenze scharf, zu den übrigen Gesteinsarten der Roten Gneise existieren keine Übergänge.

Im gesamten Gebiet ist der Granitgneis mit kleinen eckigen Feldspäten innerhalb der Serie der Roten Gneise weit verbreitet. Häufig konnte er im Übergang zu der Serie der Grauen Gneise beobachtet werden. Er tritt jedoch nie als Zwischenlage innerhalb derselben auf.

3.1.5. Grobkörniger Granitgneis :

Diese Gesteinsart setzt sich aus K-Na-Feldspat, Quarz, Biotit und einem wechselnden Anteil von Plagioklas zusammen. Eine Einregelung der Komponenten ist nicht feststellbar. Die K-Na-Feldspäte sind mit 0,2 x 0,5 cm klein. Sie sind blasrot bis rosa gefärbt und besitzen unscharfe Korngrenzen. Die körnigen Quarze von 0,1 - 0,2 cm Durchmesser sind ausschließlich von grauer, grüner oder schwärzlicher Farbe mit Glasglanz. Die Biotite sind stets kleiner als 0,1 cm und liegen unregelmäßig verteilt im Gestein vor. Wegen seiner Vertretbarkeit durch den Regulären Gneis über die Gneisart des Granitgneises mit kleinen eckigen Feldspäten liegen beide Gesteinsarten häufig als unregelmäßige Einlagerungen in dem Grobkörnigen Granitgneis vor. Reste des Schlierigen Gneises finden sich als 10 - 20 cm mächtige Bänder seltener. Oberflächlich sind sie wegen der gleichartigen Verwitterung häufig nicht zu erkennen. Gelegentlich treten auch pegmatitische Linsen und Schlieren von max. 50 cm Durchmesser auf. Sie bestehen aus K-Na-Feldspat, sowie hellem, glasglänzendem Quarz. Ihre Korngrößen erreichen nicht das Ausmaß der in den Augengneisen beobachteten pegmatitischen Varietäten (0,5 x 1 - max. 1 x 2 cm). Ähnliche Beobachtungen pegmatitischer Ausbildung konnten auch im Regulären Gneis gemacht werden, allerdings treten sie dort seltener auf. Als Randsaum zum Biotitbändergneis erfolgt eine scharfe Abgrenzung, zum Schlierigen Gneis existiert ein allmählicher

Übergang. Die Grenzen zu allen Gesteinen der Serie des Roten Gneises sind unscharf.

Als Zone zwischen den Grauen Gneisen ist der Grobkörnige Granitgneis im gesamten Gebiet anzutreffen, ebenso häufig als Einschaltung in ihm oder als Randsum. Er liegt außerdem als Einschaltung im Regulären Gneis vor oder wird völlig durch ihn vertreten.

3.1.6. Feinkörniger Granitgneis :

In ihrem Aufbau ähnelt diese Gneisart sehr dem Grobkörnigen Granitgneis. Auch der Feinkörnige Granitgneis setzt sich aus K-Na-Feldspat, Quarz, Biotit und einem höheren Anteil von Plagioklas zusammen. Eine Verwechslung beider Typen ist besonders in verwitterten Handstücken deshalb leicht möglich. Im allgemeinen besitzt er kleinere Körner als der Grobkörnige Granitgneis. Die K-Na-Feldspäte und Quarze sind mit 0,1 - 0,2 cm Korngrößen etwa gleich groß. Ihre Korngrenzen sind hier scharf; ihre Farbe ist fleischrot und geht mit Annäherung an die vererzten Horizonte der Grauen Gneise allmählich in einen grauen Farbton über. Die Quarze sind meist glasig und dunkel, gelegentlich wurden auch milchige Körner mit einer bläublauen Farbe beobachtet. Der Anteil an Biotit unter 0,1 cm Korngröße ist niedriger als im Grobkörnigen Granitgneis.

Im Gegensatz zum Grobkörnigen Granitgneis fehlen jegliche Einlagerungen. Diese Tatsache wurde in weiten Teilen, die stark verwittert waren, als Hilfsmittel zur Abtrennung verwendet.

Der Feinkörnige Granitgneis ist auf geschlossene Bereiche am Rande des Arbeitsgebietes im S und E beschränkt. Einige Zwischenlagen innerhalb Grauer Gneise bestehen aus ihm. Allerdings treten sie dort im Wechsel mit feinen Biotitbändern und Quarzadern auf.

3.2. Serie der Grauen Gneise :

Diese migmatitische Gneissserie bildet 50 bis 100 m mächtige, petrographisch sehr wechselvoll aufgebaute, gebänderte Einlagerungen in der Serie der Roten Gneise. Die Bereiche, in denen helle Lagen mit vorwiegend Feldspat und Quarz mit dunklen Lagen mit vorwiegend Biotit wechseln, bewegen sich in Größenordnungen von Millimetern, Zentimetern und Metern. Die graue Farbe dieser Gesteine ist bedingt durch höhere Quarzgehalte, sowie farblose bis weißliche Feldspäte. Die Orientierung der Bänderung erfolgt streng parallel mit scharfer Abgrenzung untereinander. Eine Fließfaltung in weiten Bereichen des Grauen Gneises ist typisch für diese Serie. In den Anlagen 1 und 2 wurde unterschieden zwischen Biotitbändergneis und Schlierigem Gneis. Diese kennzeichnende Typisierung wurde für die Leitschichtenkartierung innerhalb der Serie der Grauen Gneise gewählt. Die unter der Sammelbezeichnung Biotitbändergneis zusammengefaßten Gesteinstypen besitzen stets ein deutlich ausgeprägtes s-Gefüge, während dies im Schlierigen Gneis oft fehlt. Alle Gesteinstypen der Grauen Gneise enthalten konkordante, inhomogene Einlagerungen, die entweder aus weißem Quarz, Rauchquarz oder Quarz-Feldspatverwachsungen bestehen. Die Korngrößen liegen durchschnittlich bei 1 bis 2 cm. Die Quarze in den Quarz-Feldspatbändern sind häufig zonar gestreift, dabei wechseln Lagen von weißem und rauchigem Quarz innerhalb der Aggregate ab. Zu den Einlagerungen wurde auch ein sehr feinkörniger, aplitischer Gneistyp gezählt, der aus Quarz, Feldspat und sehr wenig Biotit besteht, wobei alle Komponenten höchstens 0,1 mm Korngröße besitzen. Er tritt im Roten Gneis wie im Grauen Gneis in 5 - 10 cm mächtigen, s-konkordanten Bändern auf und ist auch, stark zerschert, in mehr als 20 m breiten Zonen an Störungen gebun-

den, wobei er im Streichen der Störungen reine, weiche Quarzreiche Gesteine leichtigkeit ersetzen kann. Der Plott- bänderneis wurde nach seiner stark unterschiedlichen Zusam- mensetzung aus Plott, Hornblende, Quarz und Plagioklas wei- ter unterteilt. Der schillerige Gneis ist dagegen in seinem Aufbau weitgehend homogen und wurde nicht weiter gegliedert (s. Anlage 3).

3.2.1. Amphibolitischer Bänderneis : (Abb. 10)

Abb. 10 Aufnahme aus dem westlichen Teil der alten Grube Plottorp. Amphibolit- tischer Bänderneis in Rilleistung mit Einschal- tung von hellen Bändern des gemischten Plott- bänderneis und körni- gen Quarzadern. Die Grenze der 4 selber stehenden Schichten zum roten Gneis ist durch den Hammer an- gezeigt.



Dieser Unterart der Plottbänderneis kommt vorwiegend 0,01 - 0,1 cm grobe, deutlich eingelegte Plottite und Horn- blenden, die stets unter 0,1 cm groben Plagioklasstruktur sind entweder unterteilt in den Plott- und Hornblende- ren verteilt, oder sie bilden zusammen mit einer Plagioklas- Quarzkörnern 1 - 2 mm wechlige, sondern konkordante Lagen, besonders in tektonisch wenig beanspruchten Bereichen (Abb. 11).



Abb. 11

Amphibolitischer Bändergneis aus der Unteren Zone Grauen Gneises bei Yttre Flottorp, mit dünnen Plagioklas-quarzlagen.



Abb. 12

Amphibolitischer Bändergneis aus der Unteren Zone Grauen Gneises bei Yttre Flottorp, mit Fliedfältelung des Hellen Biotitbändergneises in Schlieren.

An Einlagerungen treten vorwiegend in stark verfallenen Bereichen 1 - 2 cm mächtige Helle Bänder des Gemischten Biotitbändergneises und 0,5 cm mächtige körnige Quarzadern auf. Der Helle Biotitbändergneis besteht dabei vorwiegend aus Plagioklas mit wenig Quarz. Der gesamte Biotitanteil liegt in 1 - 2 mm mächtigen Bandstücken vor. Der Helle Biotitbändergneis bildet als leichter mobilisierbare Komponente im Amphibolitischen Bändergneis schlierige Gebilde, die häufig eine stärkere Fliedfältelung aufweisen, als der ihn umschließende Gesteinstyp (Abb. 12). Der Amphibolitische Bändergneis tritt vorwiegend in 0,2 - 1,5 m mächtigen

gen, meist auf mehrere Hundert Meter verfolgbaren Bändern, stets zusammen mit dem stark differenzierten Typ des Gemischten Biotitbändergneises, innerhalb der Serie der Grauen Gneise auf. In streichender Richtung können beide Untertypen durch den Gneistyp der Lechlierigen Gneise vertreten werden.

3.2.2. Gemischter Biotitbändergneis : (Abb. 43)



Abb. 43 Gemischter Bändergneis. Aufnahme aus Schußloch von Profil E - E' Anlage 3 südlich der alten Grube Flottorp.

Der Gemischte Biotitbändergneis besteht als zweiter Untertyp des Biotitbändergneises aus einer Vielzahl heterogen aufgebauter, dünner, maximal 2 cm mächtiger Bänder. Es existieren alle Übergänge von schwarzen über graue bis zu weißen Bändern, deren Grautöne vorwiegend durch wechselnde Biotit-, bzw. Quarz- und Plagioklasgehalte bedingt sind. Schwarze Bänder bestehen nur aus 0,1 cm großen Biotit- und Hornblendeschüppchen und entsprechen in ihrer Zusammensetzung dem Amphibolitischen Bändergneis. Der Übergang zur grauen Farbe ist bedingt durch zunehmenden Plagioklas- oder Quarzgehalt. Die grauen Bänder bestehen aus feinkörnigen, 0,01 - 0,1 cm großen Biotiten und Plagioklasen mit wechselnden Quarzanteilen. Typisch sind Scharen paralleler Rauchquarzbänder, die häufig von einem Randsaum von Biotit begrenzt sind. Da diese 1 - 2 cm mächtigen Rauchquarz-

bänder für die Molybdänvererzung von Bedeutung sind, wurden sie, wenn sie in größerer Anzahl (5 - 20) auftraten, addiert und in ihrer Gesamtmächtigkeit in Anlage 3 getrennt dargestellt. Die hellen, weißen oder grau-grünen Bänder des Gemischten Biotitbändergneises bestehen aus Plagioklas und Quarz mit geringem Biotitanteil. Normalerweise bestehen sie mit 0,1 - 0,5 mm Korngrößen aus feinkörnigem Material, wobei die 0,1 mm großen Biotite sowohl in unregelmäßigen Aggregaten vorliegen, als auch gleichmäßig im gesamten Gestein verteilt sind. In Bereichen, wo ein stetiger Übergang vom Gemischten Biotitbändergneis zum Regulären Gneis der Roten Gneise besteht, nimmt die Korngröße der grünlichen Plagioklaskörner in diesen hellen Bändern stark zu und übertrifft dort mit 0,1 - 0,5 cm die Korngröße der Plagioklase des Schlierigen Gneises.

Überschreitet die Gesamtmächtigkeit des Gemischten Biotitbändergneises wenige Meter nicht, so erfolgt eine sehr starke Differenzierung der einzelnen Bänder, wie sie vorher beschrieben wurde. Die Bereiche, in denen der Gemischte Biotitbändergneis mehrere Zehnermeter Mächtigkeit erreicht, oder die gesamte Zone der Grauen Gneise aus ihm besteht, zeichnen sich durch nur zwei Typen von Bändern in Wechselwirkung aus (Abb. 14)



Abb. 14 wenig differenzierte Form des Gemischten Biotitbändergneises. Obere Zone des Grauen Gneises 500 m SE vom Kveveheii (578 m)

Die dunkelgrauen Bänder bestehen hier aus Biotit mit einem stärkeren Plagioklas- und Quarzgehalt; die hellgrauen Bänder aus Plagioklas und Quarz enthalten aber mehr Biotit als die hellen Bänder des stärker differenzierten Typs. Die Korngrößen ändern sich gegenüber dem stärker differenzierten Typ nicht. Die Gesamtzahl dunkler und heller Bänder schwankt zwischen 140 und 250 Stück. Bezeichnenderweise fehlen in diesem Typ Bänder von Amphibolitischem Bändergneis ebenso, wie die Scharen dünner Rauchquarzadern der grauen Bänder des Gemischten Biotitbändergneises. Weitverbreitet sind dafür seine Einlagerungen s-konkordanter, 0,1 - 1 m mächtiger heller Quarzadern und aplitischer Adern neben seltener beobachteten Quarz-Feldspatadern.

Die Grenze des Biotitbändergneises zu den Gesteinen der Serie der Roten Gneise ist meist scharf (Abb. 15), es wurde aber auch an mehreren Stellen beobachtet, daß der Rote Gneis in ihn eindringt, dabei wird die ursprünglich feine Wechsellagerung aufgelöst und das ehemalige s-Gefüge läßt sich nur noch an dünnen, auf wenige Zentimeter ausgeilen- den, 1 - 2 mm mächtigen Biotitschlieren erkennen (Abb. 16).

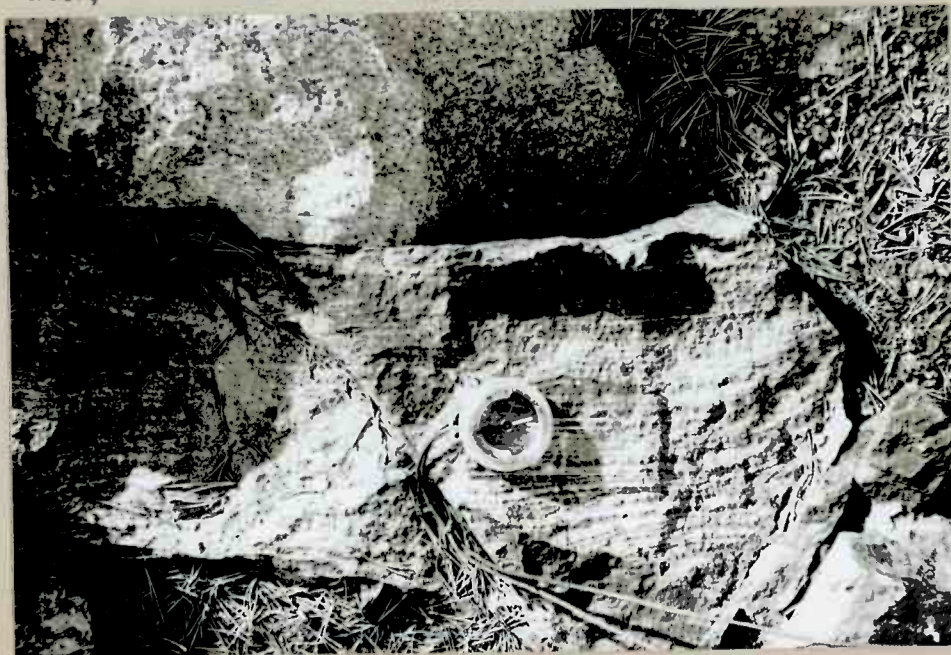


Abb. 15 Scharfe Grenze zwischen Rotem Gneis (Grobkörniger Granitgneis) und Gemischtem Biotitbändergneis. Schutloch aus Profil E - E' nördlich der alten Grube Flottorp.



Abb. 16 Durch Eindringen des roten Gneises in Gemischten Bändergneis weitgehend verwischtes s-Gefüge. Schluß aus Profil E - E' nördlich der alten Grube Flottorp.

Der Gemischte Biotitbändergneis bildet in stark differenzierter Form zusammen mit dem Amphibolitischen Bändergneis mehrere, 1 - 10 m mächtige Lagen, die auf Distanzen über 100 m zu verfolgen sind, dabei treten häufig Einschaltungen von Rotem Gneis in ihm auf (s. Anlage 3). Die weniger differenzierte Form des Gemischten Biotitbändergneises baut mit 50 - 100 m Mächtigkeit Teile oder die gesamte Mächtigkeit des Grauen Gneises auf. Dabei fehlen Einschaltungen der Roten Gneise. In streichender Richtung werden beide Untertypen des Biotitbändergneises durch Schlierigen Gneis ersetzt.

3.2.3. Schlieriger Gneis :

Der Schlierige Gneis besteht aus Plagioklas, Quarz und Biotit. In den dem Roten Gneis benachbarten Gebieten enthält er wenige, 0,2 - 0,5 cm große K-Na-Feldspat-Augen. Die durchschnittlichen Korngrößen aller Komponenten liegen mit 0,05 - 0,1 cm etwas über den Korngrößen des Biotitbändergneises, dem er in seiner Zusammensetzung entspricht. Normalerweise bilden Plagioklas und Quarz die Grundmasse des Gesteins, während die Biotite in unregelmäßigen Höfen, Schlieren oder Schmitzen als Aggregate angereichert sind.

Dadurch entsteht der Eindruck eines groben Gefüges ohne erkennbares s-Gefüge. An einigen Stellen im Bereich der alten Grube Flottorp, sowie in dem im W des Kartiergebietes vorliegenden Grauen Gneishorizont, ist die Ausbildung des Schlierigen Gneises anders (Abb. 17).



Abb. 17 Aufnahme aus Profil D - D' nördlich Kvåle. Schlieriger Gneis mit s-Gefüge, das durch Biotit-schmitzen nachgezeichnet wird.

Die Grundmasse des Gesteins besteht hier aus Plagioklas mit wenig Quarz. Der gesamte Biotitgehalt ist in 0,5 - 1 cm mächtigen Schlieren oder Schmitzen zusammengedrängt, die auf 2 - 3 cm auskeilen. Die Abstände dieser eingeregelter Schlieren betragen 0,5 - 2 cm. Häufig liegt auch der gesamte Quarzgehalt dieses Gesteinstyps in schlieriger Textur vor. Der Schlierige Gneis besitzt hier ein s-Gefüge, an dem sich auch die Fließfältelung gut erkennen läßt. Der Schlierige Gneis enthält stets 10 - 20 cm mächtige Bänder von Quarz, bzw. Quarz und Feldspat, in denen der Quarz weiß ist. Aplitische Adern treten seltener auf. In streichender Richtung lassen sich Übergangsbereiche von Biotitbändergneis zu Schlierigem Gneis mit Hilfe dieser Adern, die unverändert beide Gesteinstypen durchsetzen, gut erkennen. Der Schlierige Gneis bildet entweder mehrere Meter mächtige Einschaltungen im Biotitbändergneis, oder er nimmt auch die gesamte Mächtigkeit der Grauen Gneise ein. Ebenso sind Einlagerungen in den Roten Gneis häufig.

4. Die stratigraphische Folge der Metamorphite des Kartiergebietes.

Die Gesamtmächtigkeit der im Plottorpegebiet aufgeschlossenen Metamorphite beträgt etwa 1.000 m. Zur Feststellung einer stratigraphischen Folge unter Berücksichtigung des Großfaltenbaus wurden die im Streichen langaushaltenden Zonen der Grauen Gneise als Leitschichten verwendet. Mit Hilfe dieser meist gut verfolgbaren und scharf abgrenzbaren Zonen ließ sich die in Anlage 5 dargestellte stratigraphische Gliederung vornehmen, wobei innerhalb der Zone der Roten Gneise vom Hangenden zum Liegenden 3 Zonen Grauen Gneises ausgeschlossen werden konnten :

- I) eine Obere Zone der Grauen Gneise mit durchschnittlich 50 m Mächtigkeit,
- II) eine Mittlere Zone der Grauen Gneise mit durchschnittlich 100 m Mächtigkeit,
- III) eine Untere Zone der Grauen Gneise mit durchschnittlich 50 m Mächtigkeit.

Diese 3 Zonen des Grauen Gneises wurden dabei schematisch jeweils in einer petrofaziell typischen Ausbildung mit ihren Übergängen dargestellt.

Die Untere Zone der Grauen Gneise zeigt den Schlierigen Gneis, mit konkordanten Einlagerungen von weißen Quarz-, Quarz-Feldspat- und Aplitadern.

Die Mittlere Zone der Grauen Gneise enthält randlich Schlierigen Gneis, neben differenzierten Lagen von Gemischtem Biotitbändergneis. Dabei wurde der Amphibolitische Bändergneis mit Einlagerungen von Gemischtem Biotitbändergneis, sowie Gemischter Biotitbändergneis mit typischen Bändern von Rauchquarz dargestellt. Stets enthält die stark diffe-

renzierte Form des Gemischten Biotitbändergneises Einschaltungen verschiedener Typen der Roten Gneise mit ihren Übergängen.

Die Obere Zone der Grauen Gneise stellt die undifferenzierte Form des Gemischten Biotitbändergneises mit konkordanten Einschaltungen von weißen Quarz, Quarz-Feldspat- und Aplitadern dar, die ohne Unterbrechung in den Schlierigen Gneis übergehen. Die Vertretbarkeit der 3 Typen der Grauen Gneise in streichender Richtung ließ sich im Gelände feststellen. Die Mächtigkeitsunterschiede dieser Leitschichten sind allgemein gering. Stärkere Mächtigkeitsänderungen sind häufig durch nicht immer voll einsehbare Fließfaltungen bedingt (s. Anlage 3 Profil D - D'). Starke Mächtigkeitszunahmen auf kurze Entfernungen werden meist durch stärkere Einschaltungen der Roten Gneise hervorgerufen. Dabei ist der Rote Gneis in die Serie der Grauen Gneise eingedrungen und hat diese linsig ausgeweitet. Die Mächtigkeiten von Schlierigem Gneis und Biotitbändergneis abzüglich der des Roten Gneises bleiben innerhalb und außerhalb der Intrusionsbereiche über größere Distanzen gleich.

Für die Zone der Roten Gneise läßt sich auf Grund petrographischer Merkmale keine stratigraphische Abfolge aufstellen (s. Anlage 5). Für seine einzelnen Typen wurden daher durchschnittliche Mächtigkeiten angegeben. Ihre Verbreitung ist wegen der oben angegebenen häufigen petrofaziellen Übergänge mit Ausnahme des Augengneises recht unterschiedlich. In Anlage 5 wurden daher die Übergänge mit gestrichelten, die Einlagerungen mit gepunkteten und die abgrenzbaren Bereiche mit durchgezogenen Linien dargestellt. Ihre Mächtigkeiten wurden dabei aus größeren, einheitlich aufgebauten Teilzonen der Roten Gneise zwischen den Leitschichten

der Grauen Gneise ermittelt. Die beobachteten Mächtigkeiten der einzelnen Typen der Roten Gneise betrugen :

4.1. Augengneis :

Da die petrographische Begrenzung zum Hangenden im Arbeitsgebiet nicht vorliegt, kann keine genaue Mächtigkeit angegeben werden. Die Mindestmächtigkeit beträgt 40 - 50 m, weiter nach S, außerhalb des Kartiergebietes nimmt sie sehr schnell auf 150 - 200 m zu.

4.2. Gneis mit großen runden Feldspäten :

Im S beträgt seine größte Mächtigkeit etwa 400 m, nach N nimmt sie rasch auf 80 - 100 m ab. In einzelnen kleineren Teilgebieten beträgt sie nur 40 - 50 m.

4.3. Regulärer Gneis :

Seine Mächtigkeiten schwanken sehr stark zwischen 250 und wenigen Metern.

4.4 Granitgneis mit kleinen eckigen Feldspäten :

Da dieser Typ meist nur als Einschaltung in anderen Gneisarten in Form von Nestern oder Höfen auftritt, sowie gelegentlich als Randsaum der Grauen Gneise, erreicht dieser Gneistyp nur Mächtigkeiten von 10 - 20 m.

4.5. Grobkörniger Granitgneis :

Als petrographisch einheitliche Teilzone zwischen den Grauen Gneisen beträgt seine Mächtigkeit 300 - 350 m. Als Randsaum von Grauen Gneisen nimmt er jedoch bis auf 20 m ab.

4.6. Feinkörniger Granitgneis :

Seine größte beobachtete Mächtigkeit betrug 100 m. weiter nach S nahm sie auf 400 m zu, ohne daß zum Liegenden ein petrographischer Wechsel zu beobachten war.

Die Darstellung der verschiedenen Typen der Grauen Gneise erfolgt in den feinstratigraphischen Teilprofilen der Anlage 3. Das Straßenprofil D - D' aus der Oberen Zone der Grauen Gneise nördlich von Kvåle zeigt im östlichen Teil die aufgeschlossenen Kleinfalten. Der Gemischte Biotitbändergneis liegt hier in stark differenzierter Form vor. Weiter nach W schließt sich eine Wechsellagerung von vorwiegend Schlierigen Gneisen und verschiedenen Typen der Roten Gneise an. Der westliche Teil zeichnet sich besonders durch eine sehr feine Wechsellagerung im Zentimeterbereich zwischen Schlierigen Gneisen und Amphibolitischen Bändergneisen aus. Daneben treten Einschaltungen verschiedener Typen der Roten Gneise auf. Auch die Gesteinstypen des Profils E - E' aus der Mittleren Zone der Grauen Gneise bestehen vorwiegend aus den stärker differenzierten Typen der Gemischten Biotitbändergneise mit Amphibolitischem Bändergneis, sowie vereinzelt Schlierigen Gneisen. Daneben treten wieder Einschaltungen verschiedener Typen der Roten Gneise auf, die aber hier nicht so mächtig sind wie in Profil D - D'. Der Übergang vom differenzierten Typ der Gemischten Biotitbändergneise zu den Schlierigen Gneisen erfolgt auf wenige Meter sowohl in streichender Richtung von Profil E - E' zu F - F', bzw. G - G', als auch im Einfallen von der Strecke 1 (Stollen) zur Strecke 2 (Tagebau). Die Einschaltungen von Roten Gneisen sind hier bereits relativ selten. Das Profil H - H', bzw. I - I' bei Yttre Flottorp aus der Unteren Zone der Grauen Gneise enthält nur Gesteinstypen der Gemischten Biotitbändergneise mit Amphibolitischem Bändergneis, sowie einer geringmächtigen Einschaltung von Regulärem Gneis. In den Unteren und Mittleren Zonen der Grauen Gneise wurde der weniger differenzierte Typ der Gemischten Biotitbändergneise nicht beobachtet.

5. Die Tektonik des Kartiergebietes.

Für die verschiedenen Formen der Grundgebirgstektonik des Flottorp-Gebietes wurde unterschieden zwischen dem Großfaltenbau mit Spezialfaltungen, E-Lineationen und s-Flächen und der postorogenen Deformation mit Störungen und der Klüftung der Metamorphite.

5.1. Der Großfaltenbau :

Die Grenzen der Kartiereinheiten zwischen den Grauen und Roten Gneisen verlaufen parallel zu den s-Flächen der Gneisarten. Daraus läßt sich zumindest für die Serie der Grauen Gneise folgern, daß die feine Wechsellagerung innerhalb dieser Serie auch nach der Metamorphose noch ein Primärgefüge nachzeichnet. Das Generalstreichen von s-Flächen und petrographischen Grenzen schwankt zwischen 10° und 50° . Der Großfaltenbau wurde aus der Leitschichtenkartierung der Grauen Gneise abgeleitet und in den Anlagen 1 und 2 dargestellt. Für das Flottorp-Gebiet lassen sich danach grobtektonisch 3 Einheiten ausscheiden (s. Anlage 4) :

- 1) Das Gebiet mit flacher Lagerung nördlich der Eptevann-Störung, das im W durch einen 20 - 50 m mächtigen Quarz-Aplit-Gang abgeschnitten wird.
- 2) Die von S nach N sich erstreckende Mulde im W des Kartiergebietes, die von der Eptevann-Störung nicht beeinflusst wird.
- 3) Die Sattelzone, die im E vom Gyðalen bis zur Eptevann-Störung reicht.

5.1.1. Das Gebiet nördlich der Eptevann-Störung :

Dieser kleine Teil des Kartiergebietes ist nur sehr schwach gefaltet. Die s-Flächen und Grenzen streichen mit 10° bis 30° und fallen vorwiegend mit flachen Winkeln zwischen 10° und 25° nach E ein (Abb. 19). Einige Werte von westlichem

Einfallen wurden nur an kleineren Spezialsätteln und Mulden gemessen.



Abb. 18 Ungefalteter Amphibolitischer Bändergneis mit flachem E-Einfallen. 350 m SW vom Falkefj (493 m).

Die räumliche Begrenzung der Mittleren und der Oberen Zone des Grauen Gneises ist im NE morphologisch bedingt. Im W wird die Mittlere Zone des Grauen Gneises an einer Störung abgeschnitten. Die Obere Zone des Grauen Gneises bildet hier eine flache Fimuldung. Die stratigraphische Folge ist in diesem Gebiet von der Liegendgrenze der Mittleren Zone des Grauen Gneises bis zur Hangendgrenze der Oberen Zone des Grauen Gneises aufgeschlossen (Ostlicher Teil des Profils C - C' in Anlage 2). Die Mächtigkeit der Zwischenzone der Roten Gneise ist hier mit 150 - 200 m wesentlich geringer als im Normalprofil der Anlage 5 angegeben wurde.

5.1.2. Die westliche Mulde :

Kennzeichnend für das gesamte Gebiet der westlichen Mulde ist eine starke spezielle Fließfaltung der Oberen Zone des Grauen Gneises. In ihrem Verlauf wird die Mulde im S an der Juvann-Störung um 700 m nach W versetzt, während sie von der Eptevann-Störung nicht beeinflusst wird. Der gesamte Bereich der Mulde ist stark spezialgefaltet, wobei die Kleinfalten eine deutliche W-Vergenz aufweisen. Der Muldenkern ist im N und N aufgewölbt. An der Oberfläche bildet diese Aufwölbung zwei 250 - 300 m breite Kleinfaltenzonen.

Dabei erreichen die Amplituden der Spezialsättel der Fließfalten eine Höhe von 2 - 3 m und die Faltenweiten betragen 8 - 10 m. Beide Kleinfaltenzonen werden im Mittelteil an Störungen abgeschnitten. Wahrscheinlich wurden sie hier durch eine jüngere streichende Störung in ein tieferes Niveau abgeschoben. Anzeichen für eine Störung in streichender Richtung liefern sowohl die Morphologie mit einem Steilanstieg des Geländes am E-Rand des Juvann, als auch Ganggesteine aus Quarz oder Aplit, die parallel, in wenigen Metern Abstand, zu der vermuteten Störung verlaufen. (s. Anlage 1). An Relikten der Grauen Gneise konnten in diesem Bereich Fließfalten in Form liegender Isoklinalfalten beobachtet werden. Im NW der Mulde kommt es zwischen der Kleinfaltenzone und der E-Flanke der Mulde zu einer Achsenkulmination, deren Achsenauftauchen mit 12° im S und 7° im N an Kleinfaltenachsen (b) gemessen wurde.

5.1.3. Die südöstliche Sattelzone :

Die Sattelzone gibt durch starke Faltung und nachträgliche Abtragung der Sattelskuppe Aufschluss über die stratigraphische Abfolge von der Liegendgrenze der Unteren Zone der Grauen Gneise bis zur Hangendgrenze der Mittleren Zone der Grauen Gneise. Der Sattelskern besteht in streichender Richtung aus verschiedenen Typen der Roten Gneise. Die Sattelzone besitzt eine W-Vergenz der Spezialfalten, die aber nicht so stark ausgeprägt ist wie im Gebiet der westlichen Mulde. Die Intensität ihrer Spezialfaltung ist sehr unterschiedlich. Während im Bereich der alten Grube Flottorp (vgl. Abb. 10) nur eine schwache Wellung der Schichten zu erkennen ist, treten in anderen Teilen sehr starke Verfaltungen der Fließfalten bis zu liegenden Isoklinalfalten auf (Abb. 19). Die Mittlere und Untere Zone der Grauen Gneise bildet in streichender Richtung 4 parallel verlaufende Horizonte,



Abb. 19 Liegende Iso-
klinalfalte aus Grauem
Gneis, die stark von
Rotem Gneis durchdrun-
gen wurde. Aufschluß
650 m südlich vom
Aveveheil (578 m).

von denen besonders die beiden westlichen im S des Kartier-
gebietes durch querschlägige jüngere Blattverschiebungen
versetzt wurden. Nach E bildet die Mittlere Zone der Grauen
Gneise eine stark verfaltete Mulde, die an der Kvåle-Øvre
Flottorp-Störung verworfen wird. Weiter im N fällt diese
Schicht nach E ein und ist kaum verfaltet. Im östlichen Vor-
sprung des Kartiergebietes tritt noch einmal die Obere Zone
des Grauen Gneises auf, so daß die Folge sich in einem Luft-
sattel auch für sie verbinden läßt.

5.2. Die Spezialfaltung und B-Lineation :

Die Meßdaten für s-Flächen und B-Lineationen, die zur Klä-
rung des Großfaltenbaus verwendet wurden, stammen vor-
wiegend aus der Serie der Grauen Gneise und damit aus den
für die Großtektonik bestimmenden Leithorizonten. Zwar
stimmen in vielen Bereichen auch der Roten Gneise die Mes-
sungen der s-Flächen mit denen der Grauen Gneise in ihren
Raumlagen überein, es wurden aber, besonders in Bereichen
starker Spezialfaltung, für die Einfallrichtung der s-Flä-
chen Abweichungen von der der Grauen Gneise beobachtet (s.
Profil 1 - 1' in Anlage 3).

Die in den 3 großtektonischen Einheiten aus den Grauen Gnei-
sen ermittelten Meßdaten, s-Flächen und B-Lineationen, wur-

den in Polarkoordinatennetze eingetragen (s. Anlage 4), dabei ließen sich für die einzelnen Teilbereiche folgende β -Achsen ermitteln :

- 1) 10/8 NE und 18/7 SW
- 2) 28/20 NE und 25/12 SW
- 3) 17/5 NE und 18/10 SW.

Das Auftreten zweier Maxima in den 3 großtektonischen Einheiten mit unterschiedlich flachem Einfallen der β -Achsen ist durch eine schräg bis senkrecht zu β verlaufende Querwellung zu erklären, die im gesamten Gebiet zu beobachten und teilweise auch an Kleinfalten einmessbar ist. Besonders in der Sattelzone ist eine β - β -Tektonik deutlich zu erkennen und bestimmt dort sogar teilweise die Morphologie.

Durch diese Querwellung mit der Bildung von Achsenrampen läßt sich das Wiederauftauchen der Kleinfaltenzone innerhalb des größeren Muldenbereichs erklären, die sonst bei konstantem Achsenabtauchen der Faltenachse nicht mehr auftreten würde.

Die Polpunktdarstellungen von s-Flächen und Kleinfaltenachsen der Anlage 4 weisen folgende Gemeinsamkeiten auf : Die Pole der s-Flächen liegen dicht beieinander und bilden Gürtelzonen vom W-NW- zum E-SE-Sektor; die Durchstoßpunkte der Kleinfaltenachsen sind zwar mit breiter Streuung, aber mit ihren Maxima deutlich in der NNE-SSW-Richtung angeordnet; die aus s-Flächen ermittelten β -Raumlagen fallen nicht exakt mit den Maxima der Durchstoßpunkte der Kleinfaltenachsen zusammen; die Streichrichtungen der aus s-Flächen ermittelten β -Achsen schwanken in den großtektonischen Einheiten nur wenig, ihr Achsenabtauchen ist flach.

Die Sammeldiagramme aller im Flottorp-Gebiet zum Faltenbau gehörigen Meßdaten in den Abb. 20 und 21 a,b weisen aus dem Vergleich der Maxima der Klein- β -Achsen mit den

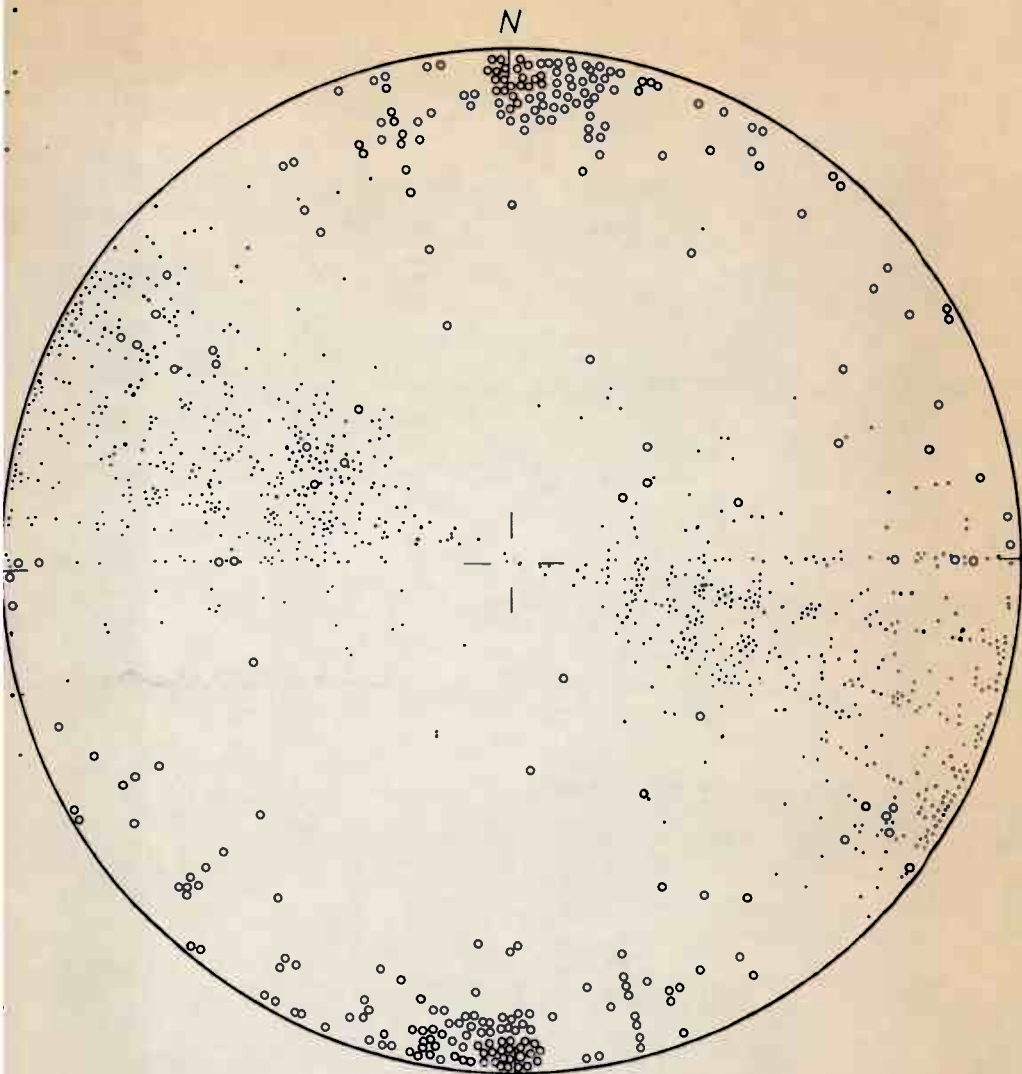


Abb. 20

Sammeldiagramm aller im Flottorp-Gebiet in den Grauen Gneisen
gemessenen s-Flächen (921 Stück) und E-Lineationen (254
Stück) in Punktdarstellung.

(s-Flächen = Punkte, E-Lineationen = Kreise)

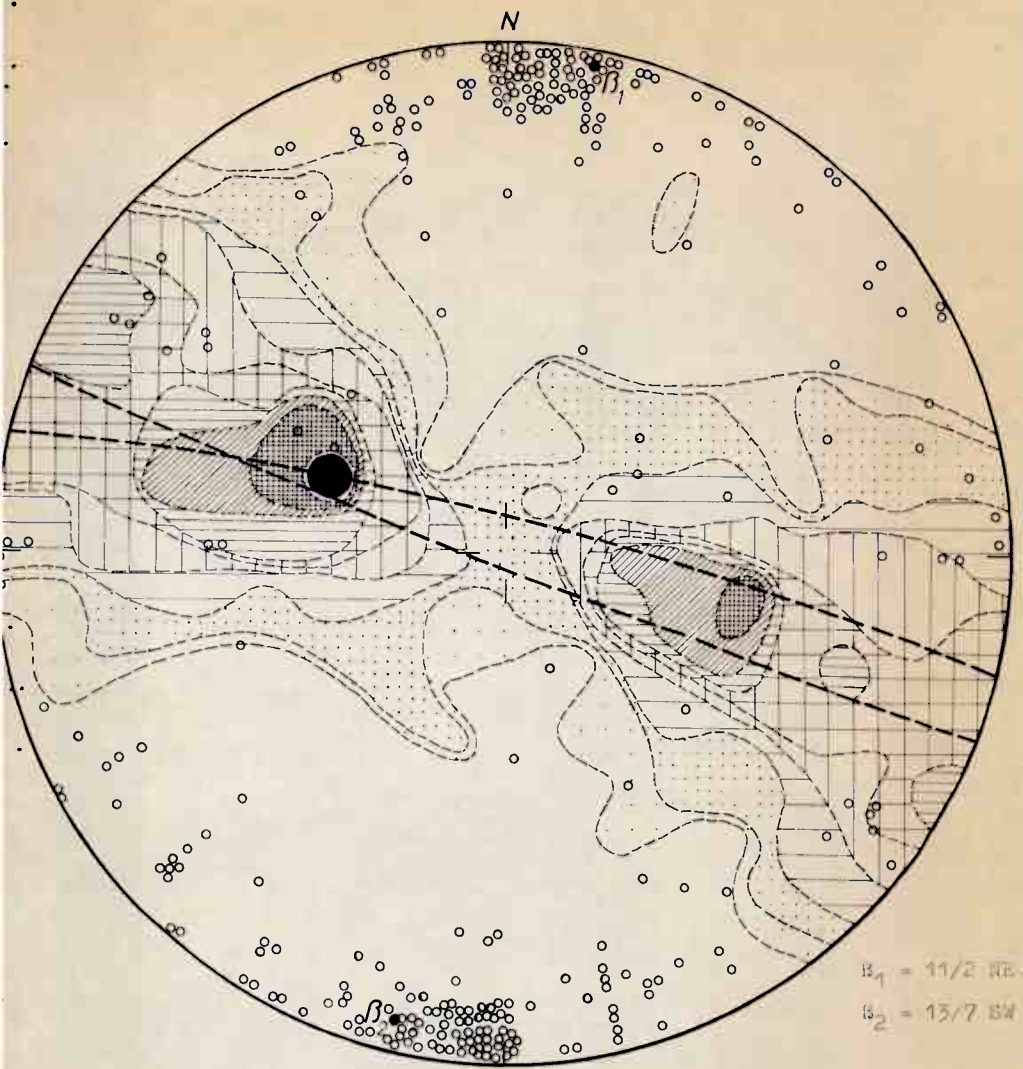


Abb. 21 a

Ausgezählte Besetzungsdichte aller in den Grauen Gneisen gemessenen s-Flächen (921 Stück). Die E-Lineationen sind in Polpunkt-darstellung wiedergegeben (234 Stück).

Besetzungsgrenzen: 0, 1,5, 10, 20, 30, 40, 50, 60.

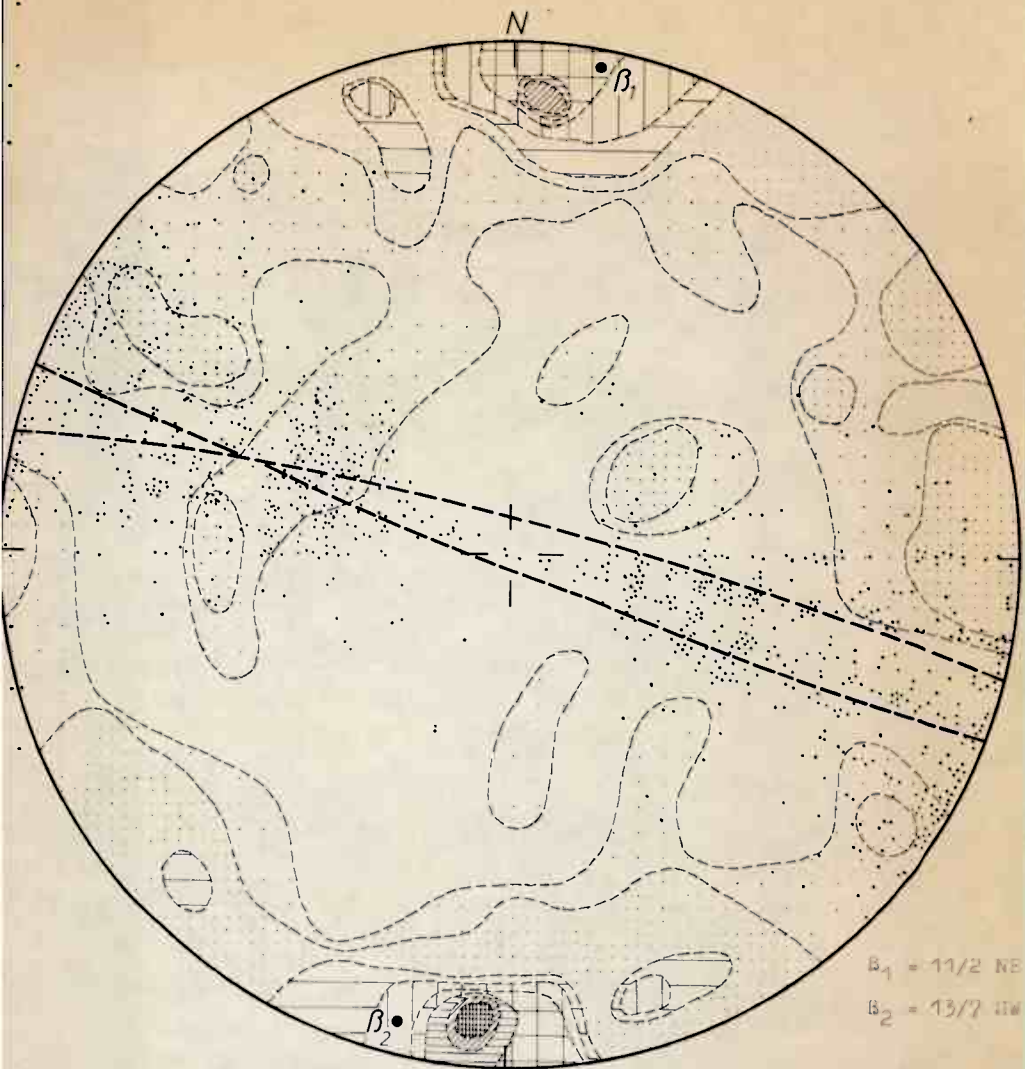


Abb. 21 b

Ausgezählte Besetzungsdichte aller in den Grauen Gneisen gemessenen R-Lineationen (254 Stück). Die a-Flächen sind in Polpunkt-darstellung wiedergegeben (921 Stück).

Besetzungsgrenzen : 0, 1, 5, 10, 20, 30, 40, 50.

B_S-Maxima insgesamt auf eine großräumige, homogene Verformung hin, die mit der aus der Kartierung gewonnenen Übersicht des flachwelligen Großfaltenbaus übereinstimmt. Sie ist als parakristalline Deformation aufzufassen, da ihr sowohl Fließfalten als auch Lineationen zugehören.

5.3. Postorogene Bruchtektonik :

Eine auf Faltung und Metamorphose dagegen jüngere Bruchtektonik drückt sich im Klüftgefüge der Metamorphite und in Störungen aus.

5.3.1. Die Klüftung :

Das gesamte Gebiet wird von Klüften mit verschiedenen Klüftdichten durchzogen. Die meisten dieser Zug- und Scherklüfte sind einer postorogenen Deformation zuzuordnen, die unter anderen p-T-Bedingungen stattfand als die Groß- und Fließfaltung der Metamorphite. Im Kartiergebiet wurde das Klüftgefüge im Bereich von Verdal über Kvåle nach Håland in einem Querprofil statistisch aufgenommen, Abb. 22 a, und in der Abb. 22 b in ausgezählter Besetzungsdichte dargestellt. Danach bestehen in der Sammelkarte vier Hauptmaxima mit den Raumlagen :

$30^{\circ}/90^{\circ}$, $60^{\circ}/90^{\circ}$, $125^{\circ}/90^{\circ}$ und $170^{\circ}/90^{\circ}$.

Die Klüfte fallen stets steil mit Winkeln um 90° ein und treten in Abständen von Metern bis Zehnermetern auf. Flachliegende Klüfte treten dagegen meist mit geringeren Klüftabständen von 20 - 50 cm auf (s. Abb. 23). Die Beziehungen der Klüfte zu den ermittelten B-Achsen = b-Achsen sind folgende :

Nimmt man für ihre zugehörigen a-Achsen \pm horizontale Raumlagen an, so würden Klüftrichtungen von $60^{\circ}/90^{\circ}$ und $125^{\circ}/90^{\circ}$ hkO-Flächen und somit Scherklüften entsprechen, die nicht symmetrisch zu B verlaufen. Die beiden anderen Klüftrichtungen mit Maxima von $30^{\circ}/90^{\circ}$ und $170^{\circ}/90^{\circ}$ entsprechen

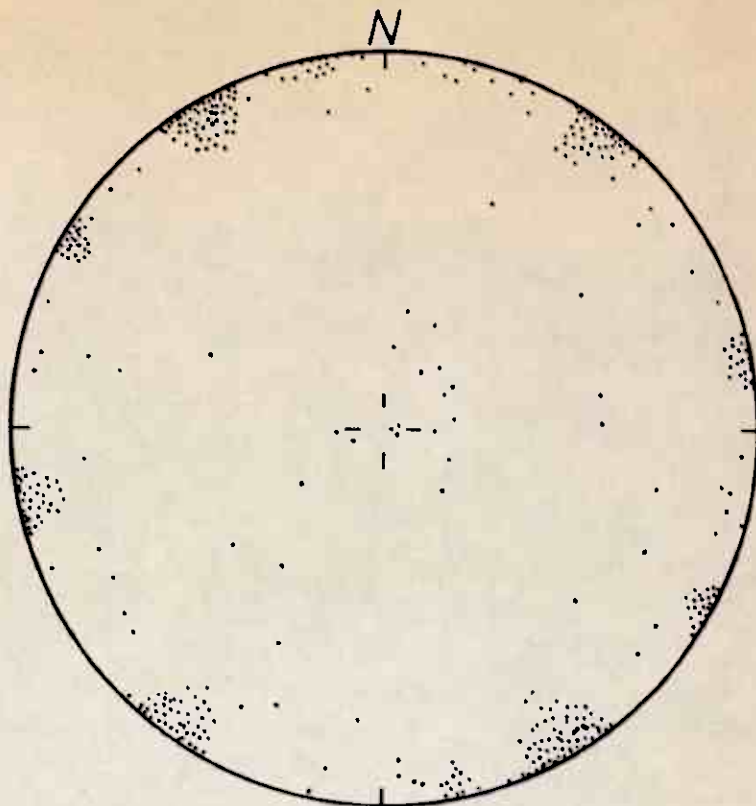
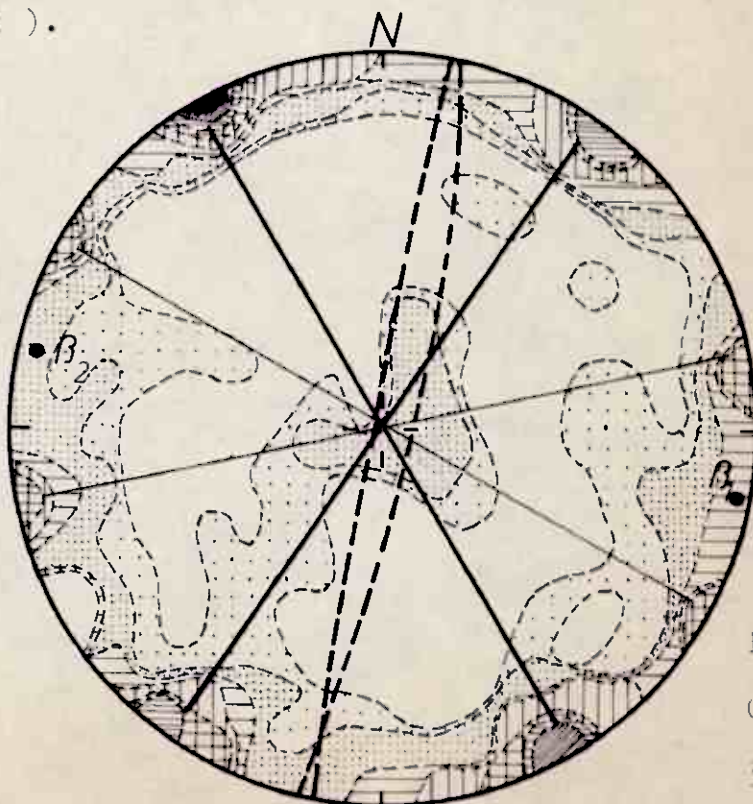


Abb. 22 a

Statistisches Querprofil der Klüftung im Flottorp-Gebiet von Verdal über Kvåle nach Håland in Polpunktdarstellung (246 Stück).



Besetzungsgrenzen :

0, 1, 5, 10, 20,
30, 40, 50.

Abb. 22 b

Ausgezählte Besetzungsdichten des Querprofils der Klüftung im Flottorp-Gebiet (246 Stück) mit Angabe der B-Maxima und ihrer zugehörigen Großkreise.



Abb. 23 Flachliegende Klüfte mit 20 - 50 cm Abstand im Bach südlich des Eptevann.

dann den E -Achsen als zweiseitig zugeordnete Maxima, die die ac -Stellung von Querklüften einrahmen, ac -Klüfte sind dabei nur schwach angedeutet. Auch Klüfte in hOl -Stellung zu den E -Achsen zeigen keine ausgeprägten Maxima. Setzt man für die a -Achse als Richtung des tektonischen Transports und damit als Hebungsachse eine vertikale Raumlage voraus, dann entsprechen die Klüfte als $Ok1$ -Flächen fast rechtwinklig zueinander angeordneten Scherflächenpaaren. Sie lassen sich dann zu einem spitzwinklig und einem stumpfwinklig zur E -Achse verlaufenden Paar zusammenfassen und besitzen rhombische Symmetrie. Beide Deutungen können mit einem zeitlichen Wechsel der Raumlagen von a erklärt werden, wobei die aus der Klüftung entwickelten Seitenverschiebungen entsprechend den hkO -Klüften sich horizontalen a -Achsen zuordnen lassen. Die Abschiebungen sind entsprechend den $Ok1$ -Klüften bei senkrechter Bewegungstendenz entstanden. Für die Bruchtektonik ist besonders die $60^{\circ}/90^{\circ}$ -Klüft-richtung wichtig. So schafft sie in der Sattelzone parallel verlaufende Staffelbrüche mit einem System von Horsten und Gräben (s. Abb. 2). Auch treten Spaltenfüllungen bevorzugt gebunden an diese Richtungen auf. Diese Spalten sind 10 - 20 cm mächtige, auf mehrere Meter zu verfolgende grobkörnige Quarz-Feldspatgänge in Fiederspalten (s. Abb. 24).

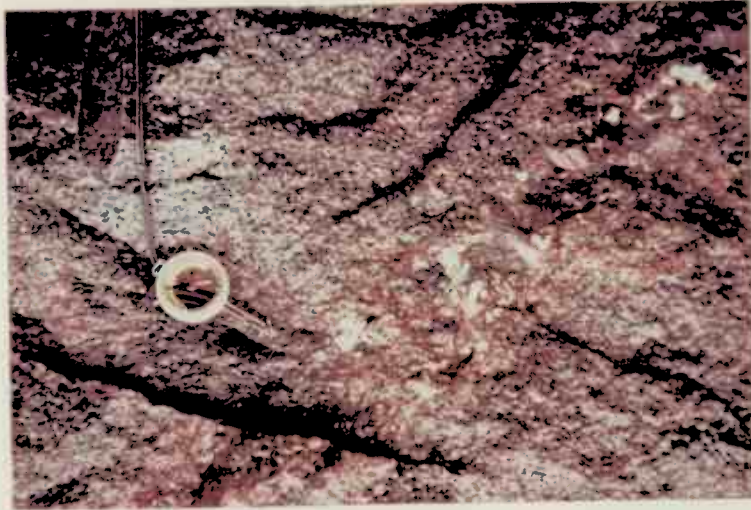


Abb. 24 Grobkörniger Quarz-Feldspatgang, als $60^{\circ}/90^{\circ}$ verlaufende Fiederspalt. An der Straße 500 m südlich Kylland.

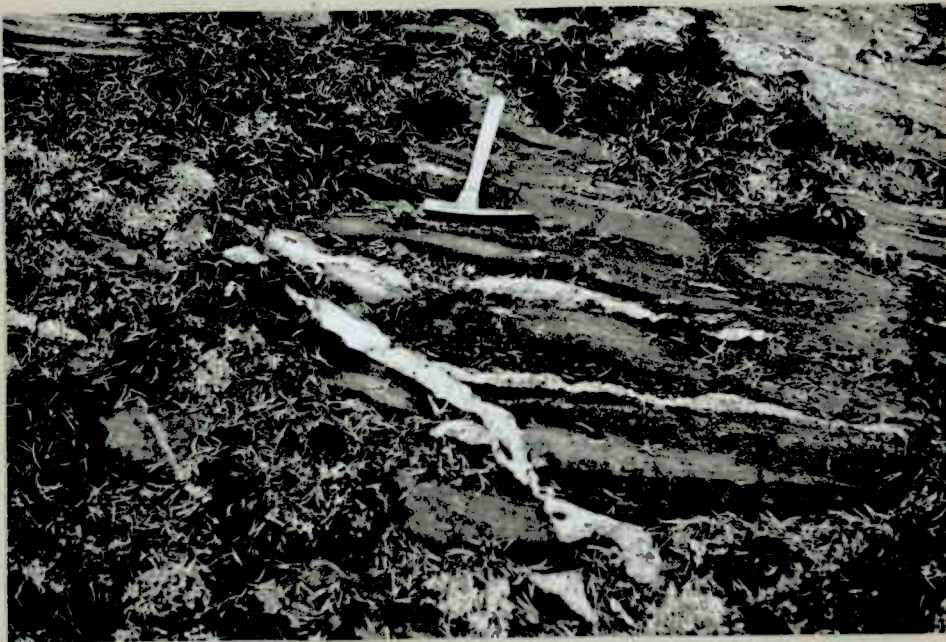


Abb. 25 Jüngere, weiße Quarzader versetzt ältere, grobkörnige Quarz-Feldspatader, die s-konkordant verläuft. Gipfel des Fuglebrätneil.

Weiße Quarzgängchen werden nur 2 - 5 cm mächtig und besitzen selten über einen Meter streichende Länge. Die quarzgefüllten Klüfte sind dabei eindeutig jünger als die Gneisbänder, da sie parallel zum s-Gefüge der Gneisarten verlaufende Quarz- oder Quarz-Feldspatadern versetzen (s. Abb. 25). Häufig keilen aber auch die s-konkordanten Adern auf wenige Zentimeter an den Fiederklüften aus. Diese Gänge und vor allem die Abschiebungen belegen eine postkristalline Zerrungstektonik.

5.3.2. Störungen :

Die größeren Störungen im Flottorp-Gebiet unterscheiden sich in ihren Raumlagen nicht von denen der Klüftung.

Häufig sind sie nicht mineralisiert. Mineralisierte Störungen bestehen aus 20 - 30 m breiten Zonen, die im Streichen über Zehnermeter bis Kilometerlänge zu verfolgen sind. Sie können als Spaltenfüllung entweder grobkörnigen weißen Quarz oder Aplit enthalten. Ein Beispiel dafür ist die vom W-Ufer des Eptevann in NNE-Richtung verlaufende Mjåvvann-Störung.

Im Bereich der alten Grube Øvre Flottorp treten in der Mittleren Zone der Grauen Gneise einige mylonitisierte Störungen auf, die auf Kluftflächen dünne Kalkspatbelege aufweisen (Abb. 26). Die im S des Gydaalen die Mittlere Zone der Grauen Gneise verwerfende Störung ist durch eine Brekzie, die mit Kalkspat verbacken ist, gekennzeichnet.



Abb. 26 Mylonitisier-
te Störung südlich
der alten Grube Øvre
Flottorp, die auf
Kluftflächen Kalk-
spatbelege (helle
Flecken) aufweist.

Aus der statistischen Aufnahme der Abb. 22 b der Klüftung im Sammeldiagramm ergeben sich folgende Hauptstreichrichtungen, die den Maxima der Störungen entsprechen :

- 1) NNE-SSW
- 2) ENE-NW
- 3) ESE-WNW
- 4) NNW-SSE

Einzelne Störungen treten dabei besonders hervor : (s. Anlage 4)

1) Die Eptevann-Störung läuft von Mjåland mit schwankendem Streichen in NW-Richtung quer durch das Kartiergebiet. Im E bildet sie einen markanten Geländeeinschnitt von 50 m Breite und derselben Tiefe. Dieser Einschnitt reicht bis zum E-Ufer des Eptevann. Mineralisationserscheinungen wurden in diesem Abschnitt der Störungszone nicht beobachtet. Im Gebiet rund um den Eptevann treten aber zahlreiche kleinere, dazu parallele, Gangstörungen auf, die meist eine Quarzfüllung besitzen (s. Abb. 27).



Abb. 27 Quarzgefüllte Gangstörung im Gebiet 150 m südlich des Eptevann.

Die Eptevann-Störung bildet weiter nach W einen flachen Geländeeinschnitt, ohne daß ein größerer Schichtversatz erkennbar war. In NNE-SW-Richtung wird sie am W-Ufer des Eptevann von der Mjåvvann-Störung gequert. Diese verläuft mit NNE-SW-Richtung am südöstlichen Ufer des Mjåvvann vorbei und setzt sich weiter nach N fort. Sie ist als Gangstörung auf 30 m Breite mit Quarz und Aplit gefüllt. An der Eptevann- und Mjåvvann-Störung ist das nordwestlich davon gelegene Gebiet abgesunken, so daß bei diesen Störungen Abschiebungen vorliegen.

2) Die Juvann-Störung verläuft von der Straße südlich Verdal in SE-Richtung an der S-Spitze des Juvann vorbei, biegt dann in die E-W-Richtung um, und verliert sich nach einem Kilometer in den Roten Gneisen. Sie wird nur im Muldengebiet als Seitenverschiebung erkennbar, da sie die Muldenachse im SW um ca. 700 m nach W versetzt. Mineralisationen wurden nicht beobachtet.

3) Die Kvåle-Øvre Flottorp-Störung beginnt im W von Kvåle und verläuft in ENE-Richtung im S Øvre Flottorps vorbei quer durch den S-Teil des Kartlergebietes und verliert sich im E in den Roten Gneisen. Im SW begrenzt sie die Obere Zone der Grauen Gneise. Weiter nach NE versetzt sie als Seitenverschiebung die westlichen Sattelflanken der Mittleren und Unteren Zone der Grauen Gneise. Weiter südlich werden die westlichen Sattelflanken auch noch von weiteren Seitenverschiebungen mit geringen Verschiebungsbeträgen versetzt.

Sowohl Klüftung wie Störungen zeigen in ihren Raumlagen zu den B-Achsen der älteren Faltung wie in Abb. 22 b dargestellt wurde Beziehungen. Sie besitzen aber als Formen einer jüngeren Bruchtektonik ihre eigene rhombische Symmetrie, bei der die Raumlagen der a-Richtungen zeitlich sich verändern können. Steile bis schräge Abschiebungen, letztere mit deutlich horizontalen Komponenten ihrer Verschiebungsbeträge, weisen auf eine Dehnungstektonik hin. Dabei erlaubt das steile, meist senkrechte Einfallen der Bruchformen den Schluß auf differenzierte vertikale Bewegungsvorgänge, die mit der Bildung regionaler "Großbeulen" in Verbindung stehen könnten. Diese Frage ist aber nur aus der Kenntnis des größeren geologischen Rahmens zu deuten.

6. Das Molybdänvorkommen von Flottorp.

6.1. Geschichte der Bergbauversuche und Untersuchungsarbeiten :

Nach A.BUGGE (1963) ist das Flottorp-Molybdänvorkommen seit 1910 bekannt. Die ersten Untersuchungsarbeiten wurden von Direktor L.JANSEN, Hannover, 1912 durchgeführt. Im Jahr 1913 wurde die Flottorp-Molybdängruben AG. gegründet, die die Untersuchungsarbeiten weiter fortsetzte. Auf Molybdän-erze wurde ab 1911 in den Gruben von Øvre Flottorp, südlich des Breillineil und bei Vårdal gebaut. 1919 wurden die Gruben wegen Streiks, Öl-mangel, sowie wegen der nach dem ersten Weltkrieg stark gefallen Rohstoffpreise stillgelegt. Insgesamt wurden bis dahin 37 t Molybdänkonzentrat gewonnen. Die Aufbereitung erfolgte mittels Flottation in der neben der Grube Flottorp errichteten Wäscherei. Während der Betriebszeit der Gruben, aber auch später wurden an vielen Stellen Untersuchungsarbeiten durchgeführt. Schürfstollen und -gruben wurden angesetzt. In den Jahren 1940/42 kamen von den Raffineringswerken AS. Diamantbohrungen zur Durchführung. 1965 nahmen die Placer Management Ltd., Kanada, und 1966 die AS. Christiania Spigerverke, Oslo, weitere Untersuchungen vor.

Eine Auswertung von unveröffentlichten Berichten und Karten des Norwegischen Bergarchivs von C.BUGGE, C.C.RILLER und H.B.SMITH (1919), W.G.TIDEMAND (1935), BJØRLYKKE und CARSTENS (1942), E.LANERGAN (1965) und B.ØGORELENG (1966) ergab folgende Einzelheiten :

Aus den Gruben von Flottorp und südlich des Breillineil wurden während der Konjunkturzeit des ersten Weltkrieges 72.693 t Roherz gewonnen, davon kamen etwa 2/3 als Aufbereitungserz in die Wäscherei, das restliche Drittel wurde als Abraum auf Halde gelegt (24.505 t). Bei diesem von Hand ausgeschiedenen Abraum handelt es sich vorwiegend um

Molybdänerze, die einen hohen Gehalt an Kupferkies, Pyrit und Magnetit (Schlierige Gneise) aufweisen, sowie die fast unvererzten Zwischenlagen der Roten Gneise. Von W.G. TIDEMAND (1935) wurden die Gehalte der Halden auf 0,10 % MoS_2 taxiert, tatsächlich dürften sie maximal 0,05 % MoS_2 enthalten. Die von Hand angereicherten Roherze aus den optimalen Partien wiesen nur einen durchschnittlichen Gehalt von 0,16 % MoS_2 auf, und die Schlierigen Gneise sind meist Träger einer geringeren Molybdänvererzung. In den einzelnen Jahren wurden gefördert und aufbereitet :

Jahr	Förderung. handverlesenes Konzentrat	Molybdän- glanz der Roherze	Molybdän- glanz des Konzentrates	Förderung. Konzentrat
	t	%	%	t
1915	0,47	0,15	75	-
1916	7,996	-	75	ca. 3
1917	5,994	0,23	66,5	2,952
1918	42,768	0,16	73,66	21,079
1919	21,228	0,13	71,35	10,000
insg.	78,456	Ø 0,167	insgesamt rd. 37	

Folgende Lagerstättenbereiche wurden untersucht und teilweise abgebaut : (s. Anlage 6)

1) Die Westflanke des Sattels der Mittleren Zone der Grauen Gneise mit der Grube Øvre Flottorp, dem ca. 1,5 km südlich davon gelegenen Breilihei, der ca. 0,5 km und 150 m tiefer gelegenen Grube südlich des Breilihei und der Grube von Vårdal.

2) Die Westflanke des Sattels der Unteren Zone der Grauen Gneise mit dem Stollen nördlich des Gydalens und dem Ekrenknuten südlich des Gydalens.

3) Die Ostflanke des Sattels mit dem Fuglebrøthei (ca. 1 km östlich des Breilihei), dem Gebiet von Yttre Flottorp und dem ca. 400 m südlich des Gydalens gelegenen Penklop.

Im Øvre Flottorp-Gebiet ist ein Lagerstättenbereich von ca. 800 m Gesamtlänge in N-S-Richtung aufgeschlossen. Das Schichtstreichen beträgt etwa 10° mit steilem Einfallen (vgl. Abb. 10). Das Gelände steigt nach S an, sodaß der Abbau in zwei parallel untereinander verlaufenden Niveaus angesetzt wurde. Im oberen Niveau erfolgte Tagebau (Strecke 2). Im unteren Niveau wurde ein Stollen vorgetrieben (Strecke 1). Parallel zur Strecke 1 verlaufen im E 2, im W eine Nebestrecke. Die beiden Strecken standen durch einen Schacht im S-Teil der Grube miteinander in Verbindung. Mit den Überlegungen zum Tiefbau überzugehen wurde zudem außerhalb der Erzzone ein ca. 40 m tiefer Schürfschacht abgeteuft, in dem ein Gewinnungsbetrieb jedoch nicht umging. Die Strecke 1 hatte einen Tagebau von 25 - 30 m, max. 60 m Länge, bei 4 - 14 m Breite und 17 m Höhe aufgeschlossen. Der Untertagebau war 50 m lang, 9 m breit und 6 m hoch. Zur Strecke 2 wurde eine Strosse von 12 m Mächtigkeit stehengelassen. Die Strecke 2 hatte einen Tagebau von 50 m Länge, 6 - 7 m Breite und morphologisch bedingt unterschiedlicher Höhe von max. 8 m vorgerichtet. Die Größe des gesamten Abbauareals betrug 5.120 m^2 . Der abgebaute Rauminhalt betrug 74.900 m^3 und entspricht einem Gewicht von ca. 205.000 t Roherz.

Das Øvre Flottorp-Gebiet wurde am intensivsten erkundet. Bis 1919 kamen südlich der Grube 4 Erkundungsstollen zum Ansatz und an 5 Stellen wurden Abbaue vorgerichtet. Nördlich der Grube wurden 2 kleinere Schürfschächte abgeteuft und 1 Probeabbau aufgeföhren. Die Zahl der Schürferöhren im gesamten Grubenbereich läßt sich nicht mehr sicher angeben, da sie teilweise mit Haldenmaterial zugeschüttet sind; es dürften über 20 gewesen sein. In den Jahren 1940/42 wurden die Diamantbohrungen No. 10 - 20, 22,

25 - 28 und 33 niedergebracht (s. Anlage 6).

Von E.LANERGAN wurde das Gebiet nördlich der Grube bis zum Brunnesbekken 1965 untersucht, wobei nach einem 10 m-Quadratpunktenetz in diesem Teil der Erzzone eine Probenahme erfolgte. Daraus wurde ein durchschnittlicher Gehalt von 0,037 % MoS_2 ermittelt. 1966 wurden nördlich und im Bereich der Grube Øvre Flottorp 4 Probenprofile mit je 1 m Schurfpunktabstand der Haufwerksproben angesetzt. Drei dieser Profile, E - E', F - F' und G - G', nach F. OGORELEC sind in Anlage 3 nach Umzeichnung und Ergänzung mit ihrer geschätzten Vererzung dargestellt.

Die für das 800 m lange Øvre Flottorp-Gebiet geschätzte Konzentratmenge beträgt rund 400 t MoS_2 nach W.G.TIDEMAND (1935), wobei die besonders reiche Vererzung mit etwa 150 t MoS_2 nach BJØRLYKKE und CARSTENS (1942), bei 75.000 bis 100.000 t Roherz mit durchschnittlich 0,15 % MoS_2 anzusetzen ist.

Im Breilihei-Gebiet streichen die s-Flächen mit $10^\circ - 30^\circ$ und fallen mit 55° nach W ein. Abgebaut wurde versuchsweise eine Zone von 15 m Länge, 20 m Breite und 3 - 5 m Höhe. Die Erkundungsarbeiten beschränkten sich auf 2 Schürfgärten.

Die Grube südlich des Breilihei besitzt ein schwankendes Streichen der Grauen Gneise von $10^\circ - 45^\circ$ mit Einfallwerten von $10^\circ - 30^\circ$ W. Ein Hauptstollen wurde in streichender Richtung auf 100 m aufgeföhren. Dazu parallel verliefen ein weiterer Stollen im gleichen Niveau sowie 30 m tiefer ein Stollen. Besonders gut vererzt ist hier eine Partie von 2 m Mächtigkeit. 1939 wurden 5 Schürfgärten in dieser optimalen Zone angelegt, die folgende Resultate lieferten :

- | | |
|---|------|
| 1) 50 ft Breite = 0,66 % MoS ₂ | 17 m |
| 2) 60 ft Breite = 0,53 % MoS ₂ | 20 m |
| 3) 60 ft Breite = 0,14 % MoS ₂ | 20 m |
| 4) 40 ft Breite = 0,23 % MoS ₂ | 13 m |
| 5) 60 ft Breite = 0,37 % MoS ₂ | 20 m |

Der Transport der handverlesenen Vorkonzentrate zur Wäscherei erfolgte mit Pferd und wagen, da keine Straße in diesem Gebiet existiert. Die Grube kann heute nicht mehr befahren werden, da die Strecken voll Wasser stehen und teilweise verbrochen sind.

Das Vårdalsfeld liegt außerhalb des Kartiergebietes und wird nur der Vollständigkeit halber erwähnt, da es auch zur westlichen Flanke des Sattels gehört und in der Mittleren Zone der Grauen Gneise liegt. Seine streichende Erstreckung beträgt ca. 600 m. Abgebaut wurde eine Zone von 40 m Länge, in der eine Partie von 7 m Mächtigkeit gut vererzt und teilweise stark verquarzt war. Die Roherze wurden nicht in der Wäscherei von Øvre Flottorp aufbereitet.

Die Westflanke der Unteren Zone der Grauen Gneise ist wenig untersucht und an keiner Stelle abgebaut worden. Etwa 50 m nördlich des Gydalens wurde ein Stollen angesetzt, in dem 1940 die Bohrungen No. 1 und 2 niedergebracht wurden.

E. LANERGAN hat das südlich des Gydalens gelegene Gebiet des Ekreknuten 1965 untersucht. Nach dem bereits beim Øvre Flottorp-Gebiet angewandten Verfahren zur Probenahme wurde ein durchschnittlicher Gehalt von 0,078 % MoS₂ festgestellt.

Die Ostflanke des Sattels mit der Mittleren Zone der Grauen Gneise wurde untersucht am Fuglebråtheil, der ca. 1 km östlich vom Breiliheil parallel dazu verläuft

und eine streichende Erstreckung von 500 m besitzt. Die Grauen Gneise streichen hier mit 10° und fallen mit 60° nach E ein. Eine gut vererzte Partie besitzt etwa 80 m Länge und 3 m Breite. Nach einer Vorratsberechnung von W.G.TIDEMAND (1935) betragen die Konzentratmengen etwa 260 t. Es wurden an 5 Stellen Schürfräben angelegt und an 2 Stellen ein Probeabbau vorgenommen.

Der Lagerstättenbereich von Yttre Flottorp hat eine streichende Länge von ca. 160 m und eine Breite von 30 - 40 m. Das Schichtstreichen der Grauen Gneise ist N-S gerichtet, ihr Einfallen geht flach nach E mit Winkeln von 10° - 25° . 1940 wurden die Diamantbohrungen No. 3, 4 und 5 in diesem Gebiet niedergebracht. Der von E.LANERGAN (1965) für dieses Gebiet ermittelte Durchschnittsgehalt betrug 0,095 % MoS_2 . 1966 wurden von B.OGORELEC 2 Probenprofile mit 1 m Schußpunktstand angesetzt. Das Profil H - H' gibt die taxierte Vererzung an.

Das Gebiet am Fenklop hat eine streichende Länge von ca. 80 m und eine Breite von 20 - 30 m. Das Schichtstreichen ist N-S. Das Einfallen ist flach nach E mit Winkeln von 8° - 15° gerichtet. Einige Werte von westlichem Einfallen wurden im westlichen Teil des Gebietes festgestellt. Es wurden in diesem Gebiet 3 Schürfräben angelegt und die Diamantbohrungen No. 6 - 9 niedergebracht. Der von E.LANERGAN (1965) ermittelte Durchschnittsgehalt betrug 0,075 % MoS_2 .

Nach Bohrberichten von BJØRLYKE und CARSTENS (1942) wurden in den Jahren 1940/42 im gesamten Flottorp-Gebiet 1538,29 Bohrmeter gebohrt. Die meisten Kernbohrungen kamen als Vertikalbohrungen zum Ansatz, ebenso einige Schrägbohrungen mit unterschiedlichen Winkeln. Erwähnt werden in den Bohrberichten nur Bohrstrecken mit gleich-

mäßig hoher Vererzung. Die Bauwürdigkeitsgrenze liegt dabei bei 0,2 % MoS_2 . Vergleichsweise hatte die Knabengrube Durchschnittsgehalte von 0,183 bis 0,22 % MoS_2 . Die Ergebnisse der Bohrungen werden kurz in tabellarischer Form wiedergegeben :

Bohrung No.	Ort	vererzte Bohrmeter m	Ø Molybdün- glanzgehalte %
1 2	Stollen bei Yttre Flottorp	54,17 - 68,03 keine stärkere Vererzung	0,32 -
3 4 5	Yttre Flottorp	unvererzte Rote Gneise	- - -
6 7 8 9	Fenklop	unvererzte Rote Gneise	- - - -
10 11 12 13 14 15	Alte Grube von Øvre Flottorp	teilweise gut ver- erzte Graue Gneise	in Teilbe- reichen 0,15 - 0,85
16 17 18 19 20	70 m südlich der alten Grube von Øvre Flottorp	unvererzte Rote Gneise	- - - - -
28	35 m nördlich der Grube Øvre Flot- torp	22,5 - 54,6	0,10
22 33	60 m nördlich der Grube Øvre Flot- torp	37,84 - 53,68 35,50 - 58,00	0,36 0,13
25	80 m nördlich der Grube Øvre Flot- torp	keine stärkere Vererzung	-
26 27	120 m nördlich der Grube Øvre Flottorp	keine stärkere Vererzung keine stärkere Vererzung	- -

Bei der Auswertung der Bohrprofile durch die Verfasser wurde eine zusammenhängende Erzführung nicht erkannt. Es existiert aber zumindest in Zonenbereichen von mehreren hundert Metern eine an bestimmte petrographische Horizonte gebundene Molybdänglanzlagenvererzung, die auch mit zunehmender Tiefe konstant bleibt. Dies läßt sich am Beispiel der alten Grube Øvre Flottorp aus den Bohrprofilen gut ableiten. Von A. BUGGE (1963) wurden die aus den Bohrungen ermittelten Molybdänglanzgehalte in einer Skizze dargestellt (s. Anlage 7, Profil L - L'). Verbindet man die Bohrmeter gleicher Vererzungsintensität, so erhält man ein ganz ähnliches Bild, wie es die petrographische Auswertung der Bohrprofile (s. Anlage 7, Profil K - K') ergibt. Der tektonische Bau ist hier wegen der sehr engständigen Fließfaltung, die die Ursache einer besonders reichen Vererzung der Mulden-, bzw. Sattelschenkel ist (vgl. Kap. 6.2.), nicht leicht erkennbar.

Im Zusammenhang mit der Auswertung der Bohrprofile wird von den Verfassern auf die Schwierigkeiten durch Analysenfehler für die Feststellung von MoS_2 hingewiesen. Besonders bei Vererzungen unter 0,2 % MoS_2 können große zufällige Fehler auftreten, die sich natürlich in der Ermittlung der Durchschnittsgehalte stark auswirken. So wurden als Beispiel einige Proben sowohl vom Werkslabor in Evje als auch von Heidenreichs Labor in Oslo untersucht. Dabei ermittelte man für die gleichen 17 Proben unter 0,2 % MoS_2 -Gehalt in Evje einen Durchschnittswert von 0,07 % MoS_2 , dagegen in Oslo 0,13 % MoS_2 . Bei 9 Proben, die über 0,2 % MoS_2 enthielten, lagen die Gehaltsunterschiede wesentlich niedriger. Evje hatte 0,557 % MoS_2 und Oslo 0,510 % MoS_2 ermittelt.

6.2. Der geologische Verband der Molybdänlagerstätten :

Das Vorkommen von Molybdänglanz im Flottorp-Gebiet ist ausschließlich an die Mittlere und Untere Zone der Grauen Gneise gebunden. In der Zone der Roten Gneise wurde keine Vererzung beobachtet. An 3 Punkten in der Oberen Zone der Grauen Gneise (s. Anlage 5, Profil D - W') wurden nur Spuren von Molybdänglanz gefunden. Im gesamten übrigen Gebiet ist diese Zone unvererzt.

Die vererzten Zonen bilden 4 \pm parallele Horizonte, die in NNE- SW-Richtung streichen und vom Eptevann bis ins Gydalen zu verfolgen sind (s. Anlage 6). Nördlich des Eptevanns streicht nur noch die Mittlere Zone der Grauen Gneise aus, sie ist dort, wenn auch schwach, in allen eingetragenen Bereichen vererzt. Des weiteren reicht diese Vererzung auch über das Gydalen hinaus und ist in gleicher Ausbildung und mit gleichem Streichen bei Vårdal anzutreffen. Sie läßt sich darüberhinaus bis nach Øyda verfolgen. Die östliche Sattelflanke der Mittleren Zone der Grauen Gneise ist ebenfalls schwach mit Molybdänglanz vererzt. Dies wurde an über 30 Feldpunkten beobachtet. Damit ergibt sich insgesamt eine weit verbreitete, schwache Molybdänvererzung in 3 Horizonten mit einer Gesamtmächtigkeit von ca. 150 m auf einer streichenden Länge von 15 km.

Die Erzparagenese der Molybdänlagerstätte des Flottorp-Gebietes besteht aus :

Molybdänglanz, Kupferkies, Magnetit, Pyrit, Magnetkies, Zinkblende und Flußspat. An sekundären Verwitterungsmineralien traten auf : Malachit, Molybdänocker und Gips. Diese Vererzung kann in allen Bandern der Grauen Gneise auftreten.

Die aus Handstücken geschätzten Prozentzahlen stellen dabei die ungefähre Größenordnung der Molybdänglanzgehalte dar (s. Anlage 3, Profile D - D' bis H - H'). Deshalb muß bei diesen armen Erzen mit erheblichen Schwankungen gegenüber quantitativen Analysen gerechnet werden, wie das aus den vorher beschriebenen Vergleichsanalysen hervorgeht.

Im wesentlichen liegen beim Flottorp-Molybdänvorkommen zwei Strukturtypen vor, die sich den von A. EUGGE (1963) für die norwegischen Molybdänlagerstätten aufgestellten Lagerstättentypen zuordnen lassen. Danach ist für Zonen mit höheren MoS_2 -Gehalten folgende Kennzeichnung zu treffen :

- 1) vorwiegend Typ I = Fahlbanderz,
 - 2) untergeordnet Typ II = Imprägnationen mit Aplitgängen.
- In Anlage 3 wurden diese beiden Typen mit verschiedenen Signaturen dargestellt.

Beim Fahlbanderz liegt der Molybdänglanz meist in streng s-konkordanten Lagen von 1 - 2 mm Mächtigkeit vor. Der Amphibolitische Bändergneis enthält diese Molybdänglanzlagen vorwiegend als Flächenbelege an den Grenzen zum Nebengestein, sowie an den ihm eingeschalteten 1 - 2 mm dünnen Quarz-, bzw. Quarz-Feldspat-Zwischenlagen. Der Gneis selbst ist nicht vererzt. Die Hellen Bänder des Gemischten Biotitbändergneises in stark differenzierter Form enthalten häufig Scharen von, im Abstand von 2 - 5 cm s-parallel verlaufenden Molybdänglanzlagen, die weder an größere Quarzkörner, noch an Rauchquarzadern gebunden sind. Dabei besitzen diese Molybdänglanzlagen oft eine stärkere Fließfaltung als das sie umgebende Gestein. Alle anderen Gesteinsarten des Gemischten Biotitbändergneises können Molybdänglanzlagen enthalten, die dann

stets an den Grenzen zu s-konkordanten Scharen von Rauchquarzadern auftreten. Dabei enthalten sie untergeordnet Kupferkies im Lagengefüge, der in den vorher beschriebenen Gneistypen fehlt. Von den anderen konkordanten Adern besitzen nur die Aplite gelegentlich eine Fahlbandvererzung mit örtlicher Anreicherung von Molybdänglanzklumpen. Überwiegend sind für die Aplitadern aber Imprägnationen beobachtet worden. Einige selten auftretende Rauchquarzadern, die zwar s-parallel verlaufen, aber mit anderen Winkeln einfallen, können ebenfalls sehr reiche Molybdänglanzlagen enthalten.

Imprägnationserz ist im Schlierigen Gneis, der stets Spuren von Molybdänglanz enthält, verbreitet, sowie in stärkerem Maße die anderen Sulfide. Letztere verleihen dem Gestein die überall typische rostrote Verwitterungsfarbe. In diesem Gneistyp liegen der Molybdänglanz und die anderen Sulfide unregelmäßig im gesamten Gestein ohne Bindung an Lagengefüge vor. Eine weniger typische Anreicherung in Biotit-, bzw. Quarzschlieren wurde nur stellenweise beobachtet (s. Anlage 3, Profile F - F' und G - G'). Die Vererzung mit Kupferkies, sowie untergeordnet Pyrit und Magnetkies in den Schlierigen Gneisen übertrifft meistens die des Molybdänglanzgehaltes, bestenfalls ist das Verhältnis von Kupferkies und der übrigen Sulfide zu Molybdänglanz etwa 1 : 1. Man trifft in den Schlierigen Gneisen im Vergleich zu den anderen Typen der Grauen Gneise seltener Rauchquarzadern mit Übergängen zu weißen Quarzadern. Dabei finden sich reiche Molybdänglanzvererzungen an den Rauchquarzadern, während die Übergänge schwach vererzt und die weißen Adern taub sind. Eine Imprägnation tritt außerdem mehr oder weniger stark in allen anderen Typen der Grauen Gneise auf. Auch die Gneistypen, die bevorzugt Molybdänglanzlagen enthalten

sind mitunter zusätzlich stark imprägniert. Ein Zusammenhang zwischen der Intensität der Molybdänglanzvererzung einerseits und der Kupferkies-Pyrit-Führung andererseits ist nicht zu erkennen. Ebensooft fehlt die Imprägnation den Gesteinstypen, die bevorzugt Molybdänglanzlagen enthalten. Bei Betrachtung der gesamten, ziemlich gleichmäßig, aber arm vererzten Lagerstätte dürfte das Verhältnis von Kupferkies und Pyrit zu Molybdänglanz mindestens 1 : 1 sein, wahrscheinlich liegen die Gehalte an Kupferkies noch über denen des Molybdänglanzes.

Die größeren Quarz-Feldspat-Adern enthalten nie eine reichere Vererzung, auch ihre Grenzen zu den Nebengesteinen sind nicht vererzt. Nur vereinzelt finden sich einige Zentimeter lange, etwa 1 - 2 mm mächtige Molybdänglanzlagen. Das einzige in ihnen, wie in den Pegmatiten häufig auftretende Mineral ist der Magnetit. Das Vorkommen des Magnetits im Flottorp-Gebiet ist dabei nicht ausschließlich an die Zonen der Grauen Gneise gebunden. Er wurde auch an mehreren Stellen in Quarz-Feldspat-Adern und Permatiten der Roten Gneise in Form kleinerer Mineralaggregate angetroffen (s. Anlage 6).

Die erzführenden Grauen Gneise sind älter als die Roten Gneise, da letztere vererzte Bruchstücke der ersteren umschließen können. Die sekundäre Anreicherung der sonst gleichmäßig arm vererzten Lagerstättenbereiche ist durch die Fließfaltung bedingt. Durch sie drangen die Roten Gneise in die Bänder der Grauen Gneise ein. Dabei nimmt oft die Vererzung nahe den Einschaltungen der Roten Gneise proportional deren Mächtigkeit zu. Die engständigen Spezialfalten von parallel gebänderten Grauen Gneisen erweisen sich in den Umbiegungen der Spezialsättel und -mulden besonders gut vererzt, da hier häufiger Rauchquarz-

adern auftreten, an die die Sulfide dann bevorzugt gebunden sind. Postkristalline Störungen wie Ab- und Seitenverschiebungen haben nirgends zu einer Anreicherung der Vererzung auf den Bewegungsflächen geführt. Vielmehr nimmt die Vererzungsintensität mit Annäherung an Großstörungen ab.

Von Bedeutung für eine sekundäre Anreicherung sind dagegen kleintektonische Elemente wie örtliche Flexuren und Brüche. So können Mylonitisierungszonen und Störungen im Meterbereich Träger einer sehr reichen, klumpenartigen Molybdänglanzvererzung sein. Bei einer Detailuntersuchung der Lagerstättenbereiche sollten daher diese kleintektonischen Elemente besonders beachtet und auf ihre Verwendbarkeit als Hinweis für stärkere Anreicherungen geprüft werden.

Die dünnen Molybdänglanzlagen der Fahlbänderze lassen sich oft als Binzellagen über mehrere Hundert Meter verfolgen. Ebenso ändert sich mit wechselnden Höhenlagen der Gneishorizonte die Vererzungsintensität nicht. Daraus kann geschlossen werden, daß sie auch mit zunehmender Tiefe nicht abnimmt, worauf auch die Gleichmäßigkeit der Vererzung im Streichen hindeutet.

Für den Lagerstättenverband und die Vererzung werden die wichtigsten Feldbeobachtungen wie folgt zusammengefaßt :

1) Die Vererzung durch die Primärsulfidparagenese kann in allen Bändern der Grauen Gneise auftreten.

2) Die Vererzung liegt in zwei Typen vor :

21) Fahlbänderz. Mehrere, streng s-konkordante Lagen von Molybdänglanz von 1 - 2 mm Mächtigkeit sind teilweise oder ganz an Rauchquarzadern gebunden. Derselbe Typ kommt in den Hellen Bändern des Gemischten Biotitbändergneises auch ohne Quarzadern vor. Dieser Vererzungstyp läßt sich oft auf mehrere Hundert Meter verfolgen.

22) Imprägnationserz. Imprägnationen von Molybdänglanz liegen zusammen mit den anderen Sulfiden unregelmäßig im Gestein verteilt vor. Eine Bindung dieses Typs erfolgt bevorzugt an die Schlierigen Gneise. Imprägnationen können aber auch in allen anderen Bändern der Grauen Gneise auftreten.

3) Die Intensität der Vererzung ist abhängig vom Quarzgehalt der Grauen Gneise. Sie nimmt allgemein mit höheren Quarzgehalten zu.

4) Gebiete, die nur aus Schlierigem Gneis bestehen, besitzen eine geringere Vererzungsintensität. Das Verhältnis von Kupferkies und Pyrit zu Molybdänglanz beträgt dort etwa 1 : 1.

5) Konkordante und querschlägige Quarz-Feldspat-Adern und weiße Quarzadern in den Grauen Gneisen sind nicht oder nur schwach vererzt. Aplitadern können dagegen sehr reich vererzt sein.

6) Die Vererzung nimmt in Zonen der Grauen Gneise, die Einschaltungen der Roten Gneise enthalten, proportional der Mächtigkeiten dieser Einschaltungen zu.

7) In engständigen Spezialfalten von parallel gebündelten Grauen Gneisen sind die Umbiegungen der Spezialsättel und -mulden besonders gut vererzt, da hier häufiger Rauchquarzadern auftreten, mit denen die Sulfide dann bevorzugt verbunden sind.

8) Die Vererzung ändert sich mit wechselnder Höhenlage der Gneishorizonte nicht. Daraus kann geschlossen werden, daß sie mit zunehmender Teufe ebenfalls nicht abnimmt. Darauf deutet auch die Gleichmäßigkeit der Vererzung im Streichen hin.

7. Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchungen der Gesteinsserien.

Der petrographischen Beschreibung der Gesteine im folgenden Kapitel liegt die Bearbeitung von insgesamt 68 Dünnschliffen zugrunde, deren optische Mineralbestimmung nach den Tabellen von W.E. TRÖGER (1959) erfolgte. Gesteinsproben und die entsprechend nummerierten Dünn- und Anschliffe werden im Institut für Geologie und Paläontologie der Technischen Universität Clausthal aufbewahrt. Bei mikroskopischen Abbildungen wird im Text vor Dünnschliffen ein D, vor Anschliffe ein A gesetzt. Von sämtlichen Dünnschliffen wurde mittels Pointcounter die prozentuale Zusammensetzung auf dem Wege der Integration festgestellt; dabei wurde durchschnittlich eine Punktmenge von 3500 - 4000 pro Schliff ausgezählt. Die Korngrößen wurden von den Mineralen gemessen, bei denen keine Angabe bei der makroskopischen Beschreibung erfolgte. Die bei der Geländearbeit nach ihrem Mineral- und Korngrößenbestand ausgeschiedenen petrographischen Kartiereinheiten ließen sich auch nach der mikroskopischen Untersuchung aufrecht erhalten. Deshalb wird die Zweiteilung in Rote und Graue Gneise und deren Untergliederung analog der makroskopischen Beschreibung durchgeführt. Die Ganggesteine werden gesondert besprochen.

7.1. Rote Gneise

Für die Abgrenzung der Roten Gneise von den Grauen Gneisen dient in vielen Fällen das Plagioklas-/Mikroklinverhältnis, da strukturell besonders die unregelmäßigen Schlierigen Gneise mit teilweise großen K-Na-Feldspatäugen dem Gneis mit großen runden Feldspäten sehr ähnlich werden können. Generell läßt sich für die Roten Gneise feststellen, daß das Verhältnis von Plagioklas : Mikroklin stets kleiner als 1 : 1 ist, der Mikroklin

also deutlich überwiegt, während bei den Grauen Gneisen der Plagioklasanteil höher ist. Ausnahmen hiervon bilden einmal der Feinkörnige Granitgneis mit einem Plagioklas-/Mikroklinverhältnis von etwa 1 : 1, der somit den Grauen Gneisen recht nahesteht, und zum anderen höher durch Sulfide vererzte Schlierige Gneise, die durch großzügige Infiltration Roter Gneise Mikroklinanteile aufweisen können, welcher den Plagioklasanteil bei weitem übersteigt.

Die Roten Gneise sind homogen aufgebaut, dies drückt sich auch in ihrer quantitativen Zusammensetzung, wie die auf Seite 58 abgebildete Tabelle 1 zeigt, aus. Die Korngrößenunterschiede der K-Na-Feldspäte lassen sich im Handstück besser erkennen als u. d. M., da die großen Blasten bereits bei schwächster Vergrößerung oft weit mehr als das gesamte Bildfeld einnehmen. Auch die bei den Gneistypen (Augengneis, Gneis mit großen runden Feldspäten und Regulärer Gneis) vorhandenen Gefügeregelungen lassen sich u.d.M. schlechter erkennen, als dies im Handstück der Fall ist. Weiterhin sind Mineralvergesellschaftung und Reaktionsgefüge weitgehend gleich, so daß auf eine mikroskopisch weitere Unterteilung der Roten Gneise verzichtet wurde. Besonderheiten einzelner Gesteine, bzw. deren Mineralien, werden bei der Besprechung des betreffenden Minerals erwähnt. Der Mineralbestand verteilt sich mit insgesamt abnehmender Häufigkeit auf:

K-Na-Feldspat, Plagioklas, Quarz, Biotit und Erz.

Als Akzessorien können auftreten:

Muskovit, Epidot, Orthit, Chlorit und Hornblende, daneben Apatit und Zirkon.

Tabelle 1

Ausgezählte Zusammensetzung der Roten Gneise
(Summe der ausgezählten Punkte pro Schliff = 100 %)

Schliff- Nummer	Horn- blende	Biotit	Plagio- klas	Mikro- klin	Quarz	Apatit	Zirkon	Erz	Tita- nit	Musko- vit	Myrme- kit	Epi- dot	Or- thit	Chlorit (Gang)	Gesteins- art
126	-	5,01	19,33	33,21	38,94	0,17	0,09	0,84	0,13	0,35	1,48	-	-	-	Augen- gneis
25	-	9,78	28,91	32,99	25,07	0,65	0,22	0,24	-	0,12	2,00	0,02	-	-	
32	0,15	3,06	24,27	40,38	27,64	0,76	0,20	1,40	-	0,05	2,09	-	-	-	Gneis mit gr. runden Feld- späten
20	-	3,94	23,32	44,39	25,82	0,52	0,14	0,86	-	0,19	0,80	-	0,02	-	
144	-	7,50	21,38	29,11	38,30	0,38	0,13	1,28	-	0,13	1,79	-	-	-	
30	-	5,78	27,52	43,74	17,58	0,70	0,10	1,23	-	0,22	3,08	-	0,05	-	Regu- lärer Gneis
51	0,08	3,04	27,10	33,31	34,21	0,62	0,11	0,61	-	0,14	0,78	Spur	-	-	
57	-	2,17	27,66	36,72	29,00	0,38	0,13	1,14	-	0,20	2,60	-	-	-	
140	-	4,56	31,86	37,73	21,98	0,60	0,11	1,79	-	1,03	0,34	-	-	-	Gneis mit kl. eckig Feld- spät.
10	-	4,77	26,08	38,15	23,79	0,68	0,29	2,61	Spur	1,58	1,69	0,26	0,10	-	
7	-	4,87	30,53	33,67	26,78	0,47	0,21	1,24	-	0,10	1,53	0,47	0,13	-	Grob- körni- ger Gra- nit- gneis
22	-	3,69	26,55	38,95	27,09	0,21	0,24	1,04	-	1,16	1,07	-	-	-	
146	0,10	3,90	18,20	45,69	28,06	0,69	0,13	0,92	-	0,59	1,72	-	-	-	
65	-	3,09	31,53	33,97	26,89	0,31	0,06	1,19	-	0,94	1,59	0,12	-	0,31	Feinkörni- ger Gra- nitgneis
130	-	3,49	38,30	22,89	30,38	0,46	0,11	2,05	-	1,70	0,49	-	0,13	-	
69	-	3,74	33,90	33,73	21,78	0,88	0,28	1,81	0,36	1,64	1,71	-	0,17	-	
59	-	4,45	36,47	27,33	22,05	0,84	0,20	1,09	-	0,13	0,71	3,28	-	3,45	

K-Na-Feldspat:

Neben kleinen, rundlich-isometrischen, hypidiomorphen und idiomorphen Mikroklinen, die in geringem Maß am Aufbau aller Roten Gneise beteiligt sind, findet man Kristalloblasten und Überindividuen von stark wechselnder Größe und Gestalt. Außerdem tritt Mikroklin noch als unregelmäßig-amöboide Spalten- und Zwickelfüllung auf. Die Blasten besitzen meist konkav-konvexe, buchtige Korngrenzen. Die für Mikrokline typische "schachbrettartige" Gitterung besitzen alle K-Na-Feldspäte; allerdings in recht unterschiedlicher Stärke und Ausbildung. Besonders die kleinen Mikrokline besitzen eine feine, hervorragend scharfe, beinahe "polisynthetisch-verzwilligte" Gitterung, während größere Körner entweder wenig gegittert sind, oder aber alle Übergänge von sichtbar grober Gitterung bis zu submikroskopisch feiner zeigen. Dabei erfassen diese unterschiedlich ausgebildeten Gitterungen unregelmäßige, unscharf begrenzte Bereiche im Kristall, die keinerlei Zonalität aufweisen. Vielmehr scheint es, daß die feine Gitterung bevorzugt an Inhomogenitäten im Kristall wie Perthitentmischungen, Fremdeinschlüsse oder an die Nachbarschaft stark zersetzter Plagioklase gebunden ist.

Die kleinen Mikrokline sind stets in frischem Erhaltungszustand, während große Blasten "serizitähnliche" Trübungen in unregelmäßigen Partien aufweisen, die von völlig absorbierten Plagioklasen zu stammen scheinen. Neben der echten Wachstumszwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz tritt vereinzelt noch eine mit deutlich undulöser Auslöschung versehene Druckverzwilligung auf. Die kleinen einschlußfreien Mikrokline sind deutlich älter als die Blasten und Überindividuen, von denen sie ebenso wie die anderen älteren

Komponenten verdrängt oder aufgenommen werden können. Korrosionserscheinungen treten aber zwischen der ersten und zweiten Mikroklingeneration bei Einschlüssen nicht auf. Vielmehr setzen Gitterung und Spaltflächen - unterbrochen durch einen scharfen Wachstumsrand sowie andere optische Orientierung - einheitlich durch eingeschlossenen und umhüllenden Mikroklin hindurch (s. Abb. 28).



Abb. 28 Ausschnitt einer Mikroklinblaste, die ein älteres Mikroklinkorn eingeschlossen hat, gekennzeichnet durch scharfen Wachstumsrand und andere optische Orientierung. Gitterung und Spaltflächen durchsetzen ungehindert beide Körner. Mitte oben: Perthit-rinden als unregelmäßige Schlieren. (Schliff D 130, Vergrößerung 65fach, + Nicols)

Die unregelmäßig im Schliff verteilten großen Mikroklinblasten und Überindividuen besitzen keine einheitliche Orientierung, außer beim Augengneis. Gelegentliche Aggregatbildungen mittelgroßer Körner, wie sie besonders beim Regulären Gneis angetroffen werden, lassen bestenfalls eine beginnende Einregelung erkennen.

Bevorzugte Einschlüsse in Mikroklin sind aus dem Grundgewebe herausgelöste Plagioklase, die teilweise noch in Verbindung mit freien, benachbarten Plagioklasen stehen (optisch einheitliche Gipsregelung), stets aber - bei Vorhandensein mehrerer, nicht zusammenhängender Körner in einem Mikroklinkorn - gemein-

same Dunkelstellung erreichen. Der Serizitisierungsgrad der überwiegend isometrischen Einschlußplagioklase entspricht, ebenso wie ihr An-Gehalt, dem der frei auftretenden Plagioklase. Diese Plagioklase besitzen meist einen geschlossenen Albitrand und sind dann nur in seltenen Fällen myrmekitisiert. Daneben findet man wenige Körner ohne Albitrand, die grobstengelig myrmekitisiert, in Ausnahmefällen aber überhaupt nicht beeinflußt wurden.

Die nach dem Plagioklas häufigste Einschlußkomponente ist der Quarz. Die größeren, hypidiomorphen, stets kantengerundeten Quarzstengel zeigen dabei genausowenig wie die kleinen isometrischen bis tropfenförmigen Quarzkörner im Wirtskristall gemeinsame optische Orientierung oder eine Beziehung zu direkt benachbarten freiliegenden Quarzblasten. Während die größeren Quarze eine scharfe Begrenzung zum Wirtskristall besitzen, zeichnet sich die Begrenzung der kleinen Körner durch einen unscharfen Übergang aus. Gemeinsam ist beiden Typen, daß sie volle Dunkelstellung erreichen, also keine druckbedingte undulöse Auslöschung zeigen.

Daneben treten untergeordnet an Einschlüssen noch Biotit, Erz, Apatit und Zirkon auf. Die kleinen Biotite sind häufig // (001) mit einer schmalen Auslaugungszone und // (110) bzw. (010) mit stark korrodierten Grenzen und mehreren stufenartigen Auslaugungsrändern versehen. Die Einbettung in Mikroklin schützt sie dabei vor der Umbildung zu Chlorit, wie dies in Schliffen beim Biotit aus verwitterten Handstücken häufig der Fall ist. Die Erzführung in Mikroklin ist allgemein unbedeutend. Neben kleinen runden oder elliptischen Körnchen liegen idiomorphe Pyritkristalle vor. Dünne, idiomorphe Apatitstengelchen sowie abgerundete, kleine, radioaktiv

nahezu zerfallene Zirkone bilden den Rest der primären Einschlüsse.

Die Verwachsungen zwischen K- und Na-Feldspat - wobei K-Feldspat (Mikroklin) den zusammenhängenden Wirt bildet und Na-Feldspat (Albit) die Gastkomponente darstellt - nennt man Perthit. Ihrer Ausbildung nach handelt es sich um Mikroperthite mit den beiden Typen Film- und Fadenperthit. Dünne, blättchenförmige, stets flächige Einlagerungen, etwa parallel zur Murchinsonit-Absonderung angeordnet, kennzeichnen den Filmperthit, bei Schnittlagen auf diesen Flächen erkennt man nur unregelmäßig-fetzenartige Schlieren. Den Fadenperthit unterscheidet bei Schnittlagen etwa // (010) vom Filmperthit das punktförmige "Durchstoßen" der Schnittebene, wenn beide Perthitarten nebeneinander in einem Mikroklinkorn auftreten, wie das häufig der Fall ist. Der Filmperthit besitzt stets parallele Anordnung und wird von offenen Spalttrissen \perp gekreuzt. Dabei bilden sich an den Kreuzungsflächen von Spaltreiß und Perthitlamelle häufig "Albitknötchen" mit treppentartigem Versatz (s. Abb. 29).

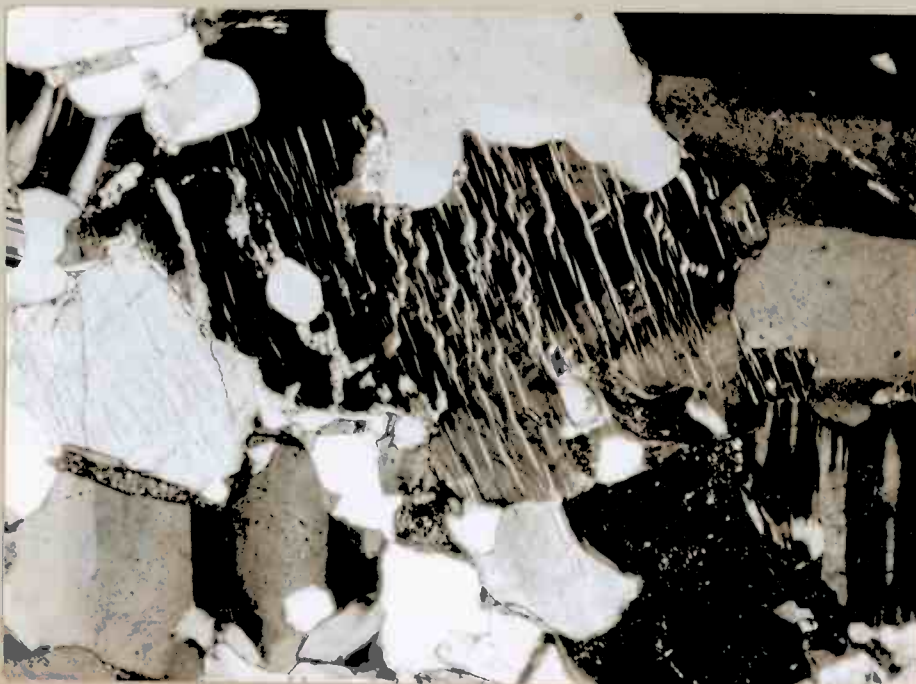


Abb. 29 Mikroklinkorn
buchtig von Quarz ver-
drängt. Helle Einschlüsse
von kantengerundeten
Quarzen. Gitterung und
Spaltflächen \perp zur Perthit-
entmischung. An Kreuzungs-
punkten Verdickung ("Albit-
knötchen") und Versatz.
(Schliff D 10,
Vergrößerung 65fach
+ Nicols)

In anderen Mikroklinen findet man Filmperthite, die post-metamorph deutlich s-förmig verbogen sind. Die Fadenperthite sind in ihrer Anordnung zwar überwiegend parallel, doch treten sie auch in unregelmäßiger, teils bis radialstrahliger Form auf und scheinen dann vorwiegend durch Deformation aufgerissene Spalten poikilitisch zu füllen (s. Abb. 30).



Abb. 30 Mikroklin-korn mit kantengerundetem Quarzeinschluß. Perthit-lamelle Mitte oben hört abrupt am Quarzeinschluß auf. Rechts: ungleichmäßig ausgebildete Perthitlamellen + zur Gitterung. Unten stark ausgelaugtes Biotitkorn. (Schliff D 139, Vergrößerung ca. 125fach + Nicols)

Eine seltenere Form von Albiteinlagerung in Mikroklin sind kleine, idiomorphe, deutlich nach (010) plattige, nach dem Albitgesetz verzwillingte Kristalle als Cleavelandit, mit Angehalten zwischen 0 - 8. Nichtmyrmekitisierter Albit als Intergranularfüllung zwischen Mikroklingroßkörnern stellt eine ziemlich späte Bildung dar.

Zu den jüngeren Bildungen im Mikroklin gehören auch Muskovit und Epidot. Die normalerweise unregelmäßige Form und Verteilung der Muskovite in Mikroklin lassen auf eine Sprossung unter Druckerhöhung schließen. Andere faserig-stengelige bis hypidiomorphe Muskovite sprossen bei ihrem Wachstum frei und

durchsetzen die benachbarten Korngrenzen zwischen Mikroklin, Plagioklas und Quarz (s. Abb. 31).

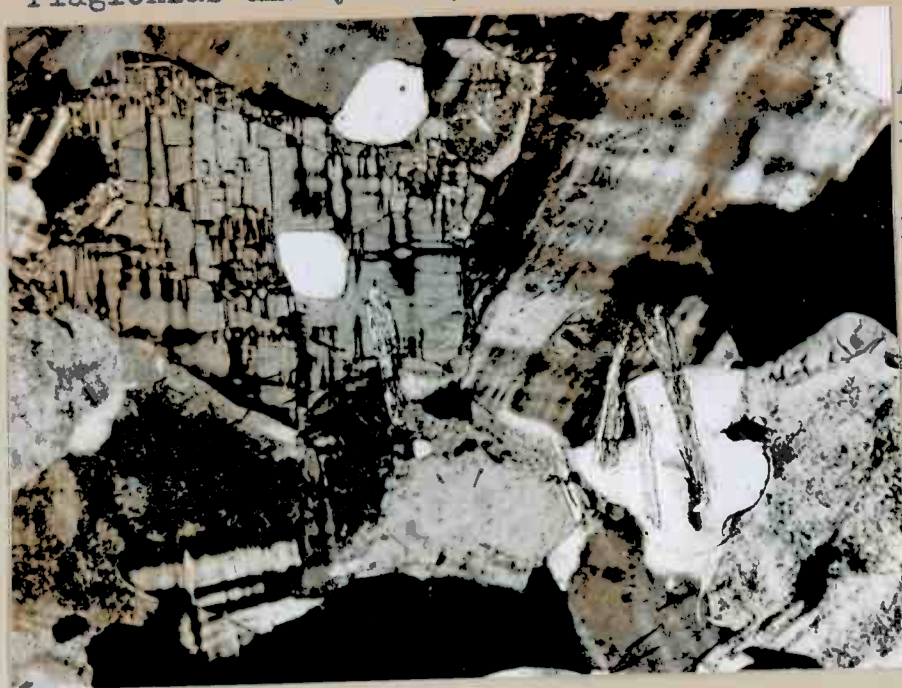


Abb. 31 Jüngere Muskovitsprossung durchsetzt Korngrenzen Quarz/Mikroklin und Mikroklin/Plagioklas.
(Schliff D 22, Vergrößerung 65fach, + Nicols)

Epidot tritt in Mikroklin nur in Verbindung mit Biotit an kataklastischen Spalten auf. Dabei ist der Epidot // (001) auf Spaltflächen des Biotits gesproßt oder randlich an ihn angelagert.

Plagioklas:

Die Plagioklase besitzen kleine und mittelkörnige, vorwiegend isometrische Formen, daneben treten durch Mikroklin und durch Quarz verdrängte, blasetrische und unregelmäßig konkav-konvex begrenzte Formen auf. Etwa ein Drittel der vorhandenen Plagioklase sind polysynthetisch nach dem Albitgesetz verzwillingt. Dabei durchziehen die feinen Lamellen meist das gesamte Korn, manchmal laufen sie auch im Inneren oder zum gegenüberliegenden Rand des Plagioklaskorns spitz aus. Stark untergeordnet tritt eine Kreuzlamellierung von polysynthetischer Albit- und einfacher Periklinverzwilligung auf. Einige Plagioklasblasten liegen als Karlsbader Zwillinge mit zusätzlicher polysynthetischer Albitverzwilligung vor. Auf Druckbeanspruchung haben die einzelnen Körner recht unter-

schiedlich reagiert. Ursprünglich große, augige Porphyroblasten sind grob zerlegt worden und bestehen jetzt aus kleinen, teilweise rekristallisierten, optisch weitgehend einheitlich geregelten Einzelkörnern. Im Augengneis treten noch größere Blasten auf, die nur schwach verbogene Lamellen besitzen oder postdeformativ von breitaufgerissenen Spalten durchzogen werden. Diese Spalten können mit Mörtelquarz, stark zerbrochener Plagioklassubstanz, gelegentlich auch Epidot und Chlorit gefüllt sein. Kleinere Körner zeigen meist nur dünne, unregelmäßige Spaltrisse, gelegentlich auch eine geringfügige Versetzung der Lamellen. Letzte Beobachtung gilt besonders für gekreuzt-lamellare Plagioklasse.

In den Roten Gneisen sind alle Plagioklasse mehr oder weniger stark getrübt. Bei dieser Trübung handelt es sich überwiegend um eine Muskovitisierung oder "Serizitisierung", während die Zoisit-Klinozoisitisierung bzw. "Saussuritisierung" stark zurücktritt. Diese Serizitisierung kann bei verzwillingten Plagioklassen zur selektiven Umwandlung nur einer Schar von Zwillingslamellen führen. Ebenso kann sie zusammenhängende, wolkige Bereiche einnehmen oder das gesamte Korn mit ziemlich gleichmäßiger Verteilung erfassen, wobei verzwillingte Körner häufig eine Anordnung der Muskovitschüppchen unter 45° links und rechts der Lamellen erkennen lassen. Auf kataklastischen Spaltrissen sprossen ähnlich unregelmäßig-fetzenartige Muskovite, wie dies bei Mikroklin der Fall ist. In Aufbau und Chemismus sind die Roten Gneise weitgehend einheitlich. Die durch U-Tischmessungen ermittelten Werte schwanken zwischen An_{17} und An_{30} und entsprechen einem Oligoklas von der gemittelten

Zusammensetzung $An_{20}Ab_{80}$. Ein schwacher, sanduhrförmiger Zonarbau tritt bei einigen Plagioklasen auf, ansonsten fehlt Zonarbau für das Gros der Plagioklase. Mit der Mikroklinprossung im Zusammenhang stehen zwei Erscheinungen. Einmal die Ausscheidung unterschiedlich dicker Albitränder parallel zum Korngrenzenverlauf Mikroklin/Oligoklas, mit An-Gehalten zwischen 0 - 12, zum anderen die myrmekitischen Quarzstengelbildungen im Oligoklas. Diese unzersetzten Albitränder zeichnen entweder einen parallelen Rand, ähnlich einem Zonarbau nach, oder sie greifen unregelmäßig tief ins Korn hinein. Bei verzwillingten Plagioklasen können die randlich albitisierten Körner eine Auslöschungsumkehr der Lamellen im Vergleich zum Kern besitzen. Die Myrmekitquarzstengelbildung erfolgte von der randlichen Anlagerung des Albits und spart letzteren meist aus. In einigen Fällen ließ sich eine sehr dünne, feinstengelige Myrmekitbildung im Albit erkennen, während der An-reichere Kern von ziemlich groben Quarzstengeln durchzogen wird (s. Abb. 32).



Abb. 32 Links Mikroklin (dunkelgrau), Mitte Albit, rechts Plagioklaskorn (schwarz). Feinstengelige Myrmekitisierung durchsetzt Albitrand und verbreitert sich zu grobstengeligen, optisch einheitlich geregelten Myrmekitquarzen im An-reicheren Plagioklaskern. (Schliff D 126, Vergrößerung 125fach, + Nicols)

Die Myrmekitstengel stehen \perp auf dem Rand der Plagioklaskörner und setzen sich nach innen mit unregelmäßig-"wurmformigen" Verlauf fort. Gabelbildungen der Stengel treten häufig auf, wobei die Gabelöffnung stets zum Rand weist. Die Quarzstengel in polysynthetisch verzwillingten Plagioklasen breiten sich ohne Rücksicht auf den Verlauf der Lamellen aus, jedoch werden weitaus häufiger unverzwillingte Plagioklase myrmekitisiert. Die Quarzstengel besitzen stets eine \perp einheitliche optische Orientierung. Eine andere Form der Quarzeinschlüsse in Plagioklasen sind die mikropegmatitischen Bildungen. Die runden oder tropfenförmigen Quarze sind hier ziemlich gleichmäßig im Plagioklas verteilt und zeigen keine Druckbeanspruchung (undulöse Auslöschung fehlt), außerdem sind sie optisch stets unregelt (s. Abb. 33).

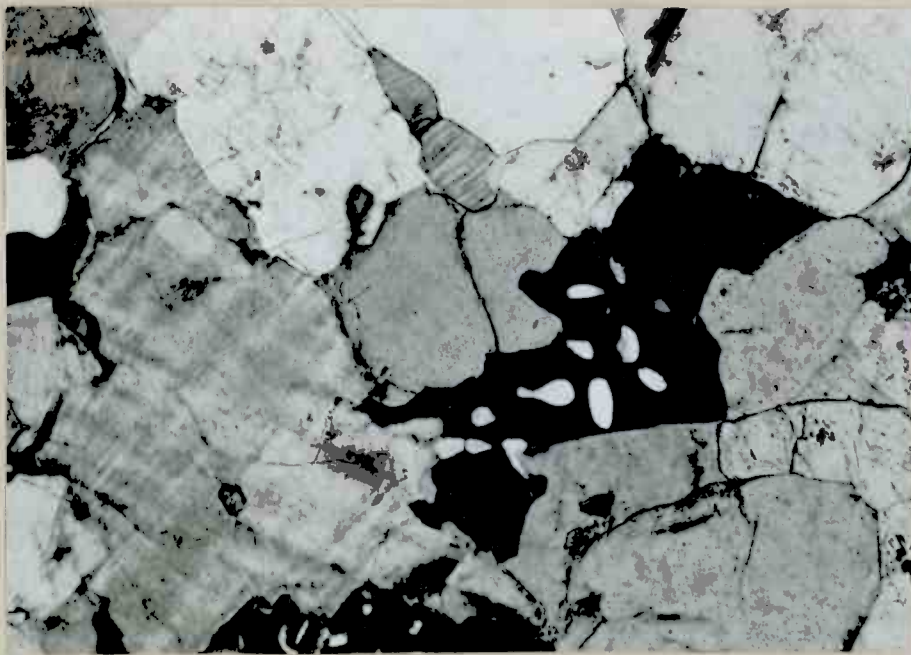


Abb. 33 Mikropegmatitische Verwachsung zwischen Plagioklas (schwarz) und tropfenförmigen Quarzen (weiß und hellgrau). (Schiff D 12, Vergrößerung 65fach + Nicols)

Bei der Bestandsaufnahme wurden die Myrmekit- und selteneren Mikropegmatitbildungen addiert und getrennt aufgeführt. Dabei zeigt sich, daß kein Zusammenhang zwischen Mikroklinprozenten und Myrmekitisierungsgrad besteht. Zur exakten Analyse sollten

die Myrmekit- und Mikropegmatitbildungen je zur Hälfte Plagioklas und Quarz zugeschlagen werden.

Das jüngere Alter von Plagioklas zu den Komponenten Apatit, Biotit, Erz und Mikroklin I wird durch Einschluß oder Verdrängung festgelegt. An Einschlüssen dieser älteren Komponenten sind die Plagioklase reich. Frische idiomorphe Apatitstengel oder -nadeln finden sich unregelmäßig in vielen Plagioklasen. Die überwiegende Form der Apatite sind dabei hexagonale Prismen, untergeordnet findet man aber auch Ausbildungen der hexagonalen Bipyramiden ($10\bar{1}1$). Die Idiomorphie der Biotite ist durch Auslaugung weitgehend verschwunden. Die Ausbildung von Auslaugungsrandern geschieht in derselben Art wie bei den von Mikroklin eingeschlossenen Biotiten. Die Erzführung von Plagioklasen Roter Gneise ist recht spärlich und beschränkt sich auf kleine idiomorphe und isometrische Körnchen von sulfidischen und oxydischen Erzen. In zwei Schliffen wurde auch gerundeter Orthit (D 7, 69) in Plagioklas eingeschlossen. Bei der Beschreibung der Mikrokline wurden bereits prä- bis synplagioklase kleine Mikroklinbildungen erwähnt. Diese idiomorphen oder kantengerundeten Mikrokline können von Plagioklas als unkorrodierte Kristalle eingeschlossen werden. Eine andere Form von Mikroklinführung in Plagioklas ist die recht seltene Anthiperthitbildung. Dabei werden Scharen dünner Plättchen parallel und optisch einheitlich orientiert auf bestimmten Kristallflächen ausgebildet. Im Raum senkrecht dazu verläuft mit spitzem Winkel die Serizitisierung in Form feinsten Schüppchen (s. Abb. 34).

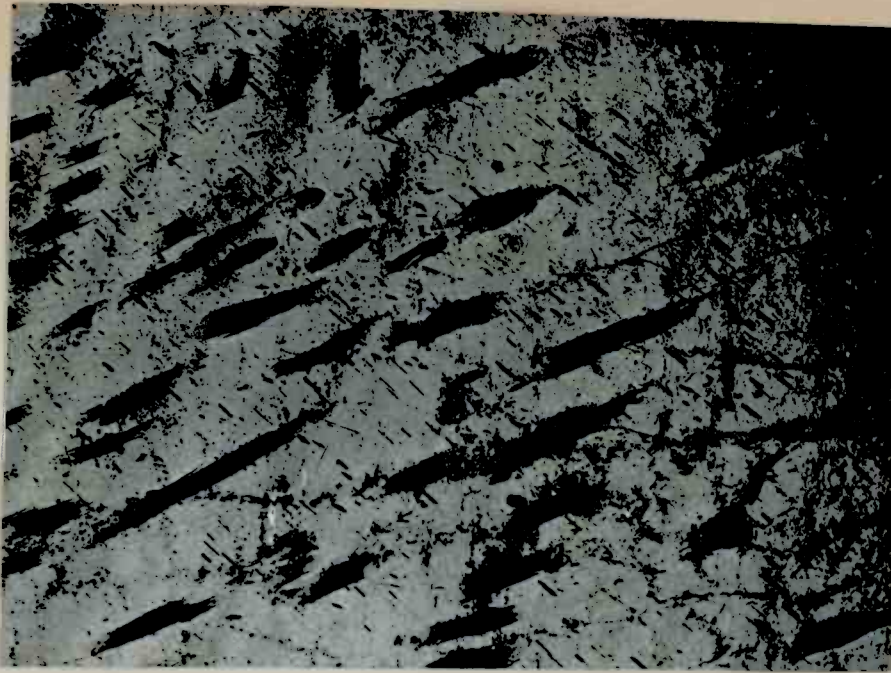


Abb. 34 Teilausschnitt aus Plagioklaskorn mit orientierter flächiger Antiperthitbildung (Mikroclin) und spitzwinklig dazu verlaufender, orientierter Serizitisierung (Muskovitschüppchen + zu Flächen mikroclin orientiert). (Schliff D 147, Vergrößerung 125fach, + Nicols)

Deutlich jüngere Bildungen sind Epidot und eine Saussuritisierung, die nur in postkristallin-lokal beanspruchten Gesteinen auftreten. Die Plagioklase in diesen Gesteinen enthalten neben Muskovit eine unregelmäßige, ziemlich gleichmäßig verteilte Zoisitfülle in Form kleiner, amöboider Nester, während die Epidotbildung kluftgebunden ist (Abb. 35).

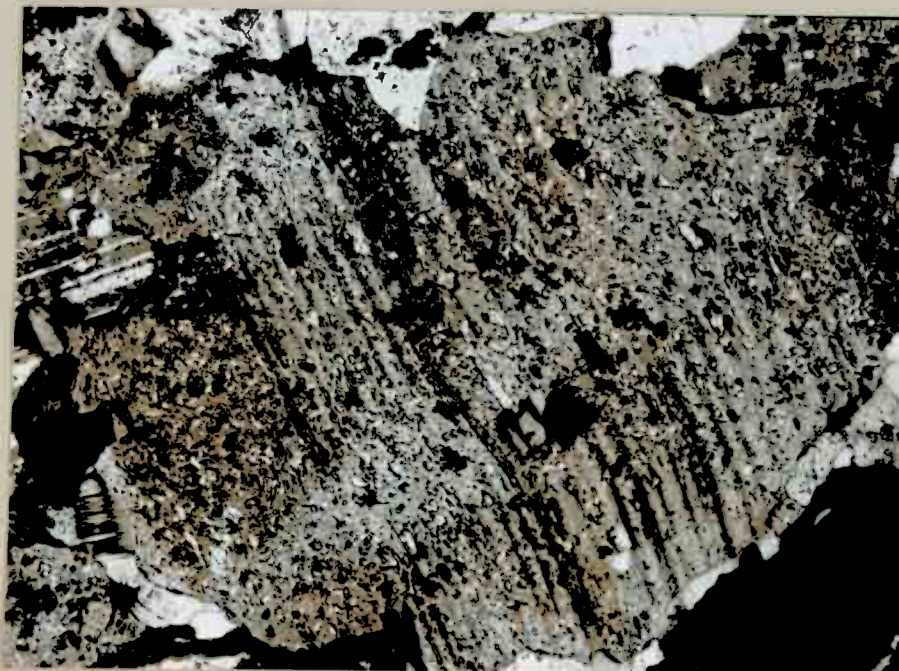


Abb. 35 Postkristallin deformiertes Plagioklaskorn. Deutlich verbogene Zwillingslamellen. Auf der Scherfläche setzt die polysynthetische Zwillingslamellierung aus. Gleichmäßig verteilte Zoisitfülle in Form amöboider Nester. (Schliff D 59, Vergrößerung 65fach + Nicols)

Quarz:

Die frei auftretenden, mittel- und grobkörnigen Quarze besitzen nie Idiomorphie. Da Quarz als letzte der Hauptkomponenten gewachsen ist, besitzen die xenomorphen, seltener angenähert isometrischen Körner recht unterschiedliche Gestalt, die durch buchtige Verdrängung und Resorption gekennzeichnet ist. Kennzeichen aller Quarze ist ihr frischer Erhaltungszustand und eine schwach bis kräftig undulöse Auslöschung. Dabei löschen kleine Körner in - das ganze Korn durchziehenden - schwach gewellten, parallelen Streifen aus, während bei größeren Körnern \pm zu diesen Streifen ein oder mehrere Absätze erfolgen, so daß der Eindruck einer undulösen Auslöschung in "Feldern" entsteht. Bei den vergneisten Gesteinstypen der Roten Gneise haben die Quarze eine deutliche Plättung bzw. Kornlängung unter Druck erfahren. Dabei können die Quarze in mehrere Teilkörner zerfallen. Daß es sich um ehemalige Großblasten gehandelt hat, kann man an primären Porenzügen, welche ungestört über die scharfen optischen und mechanischen Grenzen der Subindividuen hinwegsetzen, erkennen. Die gemeinsame Gefügeregelung von Quarz und Biotit in den Gneistypen zeigt im Dünnschliff, daß beim Wachstum der Quarzindividuen die Biotite an deren Ränder gedrängt und als parallele Scheite zu den Quarzachsen orientiert wurden. Die Silifizierung auf Zwickeln und seltener Intergranularen ist häufig durch postkristalline Deformation pflasterkörnig zerlegt worden. Bei intensiver Beanspruchung - kenntlich an Rupturen, die durch mehrere Körner hindurchsetzen - neigen auch größere Quarzkristalle zur Ausbildung parkettisierter, optisch einheitlich orientierter Quarzringe, um integere Kerne.

Als Einschlüsse in Quarz finden sich alle anderen, das Gestein mit aufbauenden Komponenten in unterschiedlicher Menge und Verteilung. Als Hauptvertreter der Inklusorien fungieren die Feldspäte. Während Plagioklas die typischen elliptischen bis isometrischen, randlich kaum korrodierten Formen - analog der Mikroklineinlagerung - besitzt, werden Mikroklineinschlüsse stark verdrängt und teilweise korrodiert. Das Resultat sind vorwiegend stark buchtige Körner mit glatten oder teilweise schwach gezahnten Rändern. Idiomorphe Apatitnadeln können in einzelnen Quarzkörnern stark angereichert sein, während sie in anderen völlig fehlen. Dabei erfolgt keine Einregelung der Apatite bei ungleichmäßiger Verteilung. In Schliffen, die recht hohe Apatitgehalte aufweisen, werden vereinzelt auch große, stark abgerollte und kataklastisch zerbrochene Apatite eingebaut. Im Normalfall findet man aber die ebenso stark abgerundeten Zirkone öfter eingeschlossen, während die Apatite frei auftreten. Es liegen nur selten und dann meist kleine, \pm idiomorphe Biotite in Quarz, die keinerlei Korrosionserscheinungen zeigen. Die bevorzugte Erzführung in den Roten Gneisen besteht aus Magnetit und Pyrit. Beide trifft man auch in Quarz an, daneben ausnahmsweise auch Titanit.

Biotit:

Die klein- bis mittelkörnigen, primär sicher idiomorphen Biotite zeigen heute durch vielfache Beeinflussung wie Verdrängung, Deformation und Metasomatose, recht unterschiedliche Korngebilde. Verdrängung und Korrosion, aber auch eine gewisse Infiltration, greifen die Biotite bevorzugt von den (010) bzw. (110)-Flächen her an und dringen mit in der Mitte vorgewölbter Front in die Biotitkristalle ein, während die Grenzflächen (001) randlich erhalten bleiben. Überhaupt scheinen

diese Begrenzungsflächen aufgrund der Spaltbarkeit gegen angreifende Agentien recht widerstandsfähig zu sein, da ihr stärkerer Abbau meist erst nach bruchhafter Deformation erfolgen konnte. Gelegentlich findet man auch Biotite, die etwa nach (111) abgekantet sind. Stärkere Korrosion und eine hydrothermale Umwandlung der Biotite gehen Hand in Hand. Der Grad der Umwandlung der ehemals braunen bis braunroten, stark pleochroitischen Biotite zu grünlichen bis nahezu farblosen Chloriten schwankt in den einzelnen Schliffen gleicher Gesteinstypen beträchtlich. Daraus ist ganz sicher eine sekundäre Umwandlung zu Chlorit im Bereich der Atmosphärlilien bei angewitterten Handstücken zu folgern. Die Chloritisierung geht stets von Spaltflächen aus, wie an teilumgewandelten Biotiten erkannt werden kann. Die so entstandenen Chlorite besitzen stets noch eine dem ehemaligen *si* entsprechende parallelstrahlige Anordnung, wodurch sie sich von den äußerst spärlich auftretenden rosettenförmig-strahligen Chloritpseudomorphosen nach Hornblende (s. Hornblende in Kapitel 7.2.2.) stets unterscheiden lassen. Frische Hornblendensplitter fehlen in den Roten Gneisen. Bei der Hydrozersetzung der Biotite werden die vorhandenen Ti- und Fe-Gehalte entmischt. Während gehäufte Rutilnadelchen selten auftreten und dann keine Beziehung zwischen *si* und *se* erkennen lassen, findet man die äußerst feinkörnige Eisenerzföhrung randlich (001) in gehäufte Form als *si*, deutlich das *se* nachzeichnend. Daneben tritt eine dendritische Eisenerzfällung auf Basisflächen stark zurück. Die Eisenerzgehalte der Biotite können in stark verwitterten Handstücken weiter zu Limonit umgewandelt werden. Die Muskovitsprossung im Bereich der Biotite erfolgt nach verschiedenen Gesetzen. Überwiegend erfolgt eine Anlagerung parallel (001), daneben aber

auch ein gestreiftes Anwachstum auf dieser Fläche als Quermuskovit. Andere Biotite scheinen von Muskovit pseudomorph verdrängt zu werden.

Die wenigen Einschlüsse älterer Komponenten beschränken sich auf kleine, runde oder elliptische, gestreckte Zirkone, Apatite und Orthite, si und se laufen dabei einander parallel. Zirkone und wesentlich schwächer die Orthite bilden durch radioaktiven Zerfall in den Biotiten pleochroitische Höfe aus. Daneben findet sich vereinzelt Primärerz in Form gerundeter Magnetite und idiomorpher Pyrite. Charakteristisch ist für alle Schliffe die enge Vergesellschaftung von Biotit und Erz. In diesem Zusammenhang stehen Verdrängung von Biotit durch Erz und eine gewisse Einwanderung auf Spaltflächen. Heute liegen diese Erzpartikel als Spindeln oder dünne Bänder, die den Biotit in zwei Hälften gespalten haben können, vor. Ähnliche Erscheinungen treten untergeordnet auch bei der Verdrängung durch die anderen Hauptkomponenten Plagioklas, Mikroklin und Quarz auf, besonders, wenn durch Bruchdeformation der 001-Flächen ein Auffiedern der Spaltflächen großzügige Infiltration gestattete. Die jüngere Epidotsprossung ist auch hier nicht ausschließlich an Biotit und Orthit gebunden, da sie vorzugsweise auf Klüften auftritt. Epidot findet sich vereinzelt zwar auch auf Spaltflächen in Biotit, wird aber meist parallel 001 angelagert (ebenso lagert sich Epidot auch sternförmig rund um Erzkerne an). Im Gefolge der späten Kalziumzufuhr findet sich auch Verwachsung und Eindringen von Titanit in Biotit. Die für die Untergliederung der Roten Gneise sehr wichtigen Korngrößenunterschiede und Gefügeregelungen der Biotite lassen sich durch die Schliffbeobachtungen noch ergänzen. Selbst in den Granittypen der

Roten Gneise, denen jegliche Gefügeregelung fehlt und die durch zahllose Querbiotite gekennzeichnet sind, läßt sich eine mengenmäßig stark unterschiedliche Biotitkonzentration im Schliff erkennen, die gemeinsame kleinste vertauschbare Bereiche im Sinne von F. KARL (1964) für den gesamten Schliff ausschließt.

Filzige und unvollständig rosettenförmige Biotitaggregate neben unregelmäßigen, frei auftretenden Biotiten runden das Bild der Granittypen ab. Zu den bestgeregelten Typen der Roten Gneise gehören der Augengneis und der Reguläre Gneis. Beim Augengneis bilden die Biotitscheite zwar häufig unterbrochene, aber noch deutlich rekonstruierbare polygonale Faltenzüge um Plagioklase und schwach geregelte Mikrokline. Hauptsächlich beim Regulären Gneis erfolgt eine Parallelisierung zwischen Quarz und Biotit, untergeordnet auch Plagioklas sowie eine beginnende Einregelung der Mikrokline. In den anderen Gneistypen sind diese Einregelungserscheinungen neben stärkerer Beteiligung von Querbiotiten auf kleinere Schlibfbereiche beschränkt. Allgemein hat die druckbedingte Einregelung der Biotite keine allzu starke deformierende Wirkung auf sie gezeitigt, doch läßt sie sich an vereinzelt kataklastisch zerbrochenen sowie schwach verbogenen und dadurch undulös auslöschenden Individuen erkennen. Diese Deformation hat eine Biotitsprossung überdauert, die aus sehr kleinen, frischen, s-parallel gelagerten Individuen, die keinerlei Verdrängung oder Korrosion zeigen, besteht. (D 20 u.a.).

Akzessorien:

Als Akzessorien finden sich sowohl frei im Gefüge als auch als Einschlüsse innerhalb der Hauptkomponenten Muskovit, Epidot und Orthit, Chlorit, Apatit, Zirkon und Erz.

Epidotgruppe:

Zur Epidotgruppe gehören die Plagioklasumwandlungsprodukte Zoisit-Klinozoisit (= "Saussurit"), die primär vorhandenen, stark umgewandelten Orthite und die jüngeren Sprossungen von Pistazit. Die runden, elliptischen, teils noch erkennbar ehemals idiomorphen Orthite mit Korngrößen von $150 - 300 - 2000 \mu$ sind durch Druck und Metamorphose stark zersetzt und teilweise isotropisiert worden. Eine idiomorphe Verwachsung mit Pistazit tritt vereinzelt auf, ebenso eine einfache Verzwillingung nach (100). Verwachsungen mit Biotit sind ziemlich häufig. Die recht junge Bildung von Fe-haltigem Pistazit ($60 - 250 - 500 \mu$) mit X = zitronengelb, Y = grüngelb und Z = hellgelblichgrün tritt vorwiegend mit Biotit, seltener mit Orthit isomorph geschichtet auf, daneben auch frei als feinkörnige hydrothermale Kluftfüllung.

Apatit:

Der Apatit tritt in zerbrochenem Haufwerk oder gerundeten größeren Einzelkörnern ($30 - 150 - 350 \mu$) frei auf und kann Zirkone von $30 - 40$ einschließen. Die kleineren Apatitnadeln ($5 \times 10 - 40 \times 20 - 100 \times 10 \mu$) findet man nur in unregelmäßiger Form als Einschlüsse der Hauptkomponenten.

Zirkon:

Die stets gerundeten oder elliptischen Zirkone ($30 - 75 \mu$) finden sich vorwiegend als Einschlüsse, frei treten sie zusammen mit Erz, Biotit und Apatit auf. Durch weitgehenden radioaktiven Zerfall erscheinen sie im Dünnschliff fast schwarz.

Erz:

Die frei auftretenden und teilweise eingeschlossenen isometrischen und idiomorphen Erzkörner ($100 - 300 - 500 \mu$) besitzen häufiger Einschlüsse von Zirkon und Apatit, gelegentlich

auch Quarz. Die bei der Biotitzersetzung auftretenden Erz-
entmischungen sind mit 10 - 30 - 50 μ deutlich kleiner.

7.2. Graue Gneise

Die Zusammensetzung und die Mengenverhältnisse der das Ge-
stein aufbauenden Komponenten schwanken innerhalb der Grauen
Gneise stark. Auch die einzelnen Untertypen sind bei weitem
nicht so homogen aufgebaut, wie dies bei den Roten Gneisen
allgemein der Fall ist. Die Unterteilung in Amphibolitischen
und Gemischten Bändergneis sowie Schlierigen Gneis läßt sich
aber auch nach der Dünnschliffuntersuchung - mit einigen Ein-
schränkungen- aufrecht erhalten.

7.2.1. Amphibolitischer Bändergneis

Definitionsgemäß sollten echte Amphibolite nur aus Hornblende
und Plagioklas als Hauptkomponenten bestehen (ohne Betrachtung
lagenartiger Einschaltungen). Dies trifft aber für keinen
Schliff exakt zu. Nach den 4 untersuchten Dünnschliffen müßte
man vielmehr 2 Typen von Amphibolitischem Bändergneis unter-
scheiden (s. auch Tabelle 2, S. 77):

1. Pyroxen-Amphibolit
2. Biotit-Amphibolit

Während der Pyroxen-Amphibolit keinen Biotit enthält, kann
er in den Biotit-Amphiboliten Nebenbestandteil sein oder als
Hauptbestandteil die Hornblende bei weitem überwiegen. Kenn-
zeichen aller Amphibolite ist das Fehlen von Mikroklin und
der damit auftretenden Erscheinungen.

Tabelle 2

Ausgezählte Zusammensetzung der Grauen Gneise
(Summe der ausgezählten Punkte pro Schliff = 100 %)

Schliff- nummer	Horn- blende	Biotit	Plagio- klas	Mikro- klin	Quarz	Apa- tit	Zir- kon	Erz	Tita- nit	Musko- vit	Myrme- kit	Epi- dot	Pyro- xen	Kalk- spat	Phos- phat	Gesteins- art
133	17,16	40,73	24,47	-	0,50	4,70	0,78	5,73	5,75	0,18	-	-	-	Spur	-	Amphibolit- scher Bänder gneis
27	5,97	18,48	59,90	-	13,03	1,53	0,10	0,16	-	0,16	-	-	-	-	-	
05	54,63	-	31,19	-	2,12	1,23	0,07	4,57	-	-	-	-	6,19	-	-	
154	56,68	8,15	31,09	-	1,34	0,81	0,02	1,91	-	-	-	-	-	-	-	
132	-	16,96	47,90	5,60	23,34	0,44	0,48	3,99	1,16	0,10	0,03	-	-	-	-	Gemischter Bio- titbändergneis - 22 -
35	4,18	8,47	21,16	33,02	28,40	0,77	0,51	1,93	0,15	0,15	1,18	0,08	-	-	-	
38	5,59	6,59	48,48	23,12	12,84	1,16	0,24	1,40	-	0,03	0,55	-	-	-	-	
2	-	19,50	40,59	0,13	35,56	0,62	0,35	3,25	-	-	-	-	-	-	-	
6 B	4,49	9,59	22,25	22,34	34,80	0,49	0,37	4,89	-	-	0,78	-	-	-	-	
147	Spur	4,01	66,23	0,12	27,03	0,29	0,17	1,71	0,44	-	-	-	-	-	-	
149	0,29	6,33	49,46	6,14	33,76	0,45	0,50	1,71	0,16	1,05	0,15	-	-	-	-	
159	?	5,22	33,22	27,29	31,54	0,63	0,42	0,21	-	0,17	1,30	-	-	-	-	Schlieriger Gneis mit Bio- tit und Quarz- schmitzen
155	?	1,97	45,57	25,02	24,83	0,27	0,03	1,05	-	0,10	1,16	-	-	-	-	
156	-	17,39	24,19	9,17	47,63	0,37	0,21	0,20	-	-	0,84	-	-	-	-	
135	-	3,34	53,02	5,60	36,12	0,17	0,03	0,03	Spur	0,60	0,20	0,06	-	0,83	-	
52	4,83	3,08	39,71	34,86	14,64	0,64	0,28	0,63	0,14	0,08	0,58	-	Spur	0,53	-	
9	-	6,75	32,00	27,64	30,74	0,58	0,16	0,74	0,03	-	1,36	-	-	-	-	
68	-	21,65	48,85	0,48	10,58	3,63	0,88	9,88	2,95	0,25	-	-	-	-	0,85	Schlieri- ger Gneis mit Biotit aggregaten
34	-	9,54	36,22	27,64	22,96	0,72	0,34	0,44	-	0,07	2,07	-	-	-	-	
12	-	1,12	30,64	28,95	37,09	0,27	0,15	0,52	0,05	0,17	1,04	-	-	-	-	
125	-	4,35	37,92	34,88	20,59	0,22	0,06	0,42	-	-	0,64	0,92	-	-	-	

Pyroxen: tritt nur in Schliff D 05 auf. Die Korngrößen bewegen sich zwischen 10 - 30 - 50 - 1000 μ . Nach U-Tischmessungen handelt es sich um ein Endglied der Diopsidreihe, den Hedenbergit. Er ist mit seinen optischen Daten: opt. Achsenwinkel $2V_z = 69^\circ$ und der Auslöschungsschiefe $Z \wedge c = 50^\circ$ noch Fe-reicher, als die Tabelle 167 von W.E. TRÖGER (1959) BD. I S. 63 angibt. Die vorwiegend klein- und mittelkörnigen, stets gerundeten bis hypidiomorphen Formen der Pyroxene werden nur schwach buchtig durch Hornblende und Plagioklas verdrängt. Die im Dünnschliff grauen, nicht pleochroitischen Pyroxene schließen eine Verwechselung mit anderen Mineralen aufgrund ihrer hohen Doppelbrechung und des typischen Spaltwinkels der Pyroxene aus. An Einschlüssen sind die Pyroxene fast frei. Sehr vereinzelt findet man in ihnen kleine gerundete Zirkone und Erzpartikel. Die Pyroxene bilden heute durch Verdrängung und teilweise Uralitisierung zu Hornblende nur noch ein loses Haufwerk inmitten von Hornblenden und Plagioklasen. Der Zersetzungsgrad der einzelnen Pyroxene ist recht unterschiedlich. Neben ziemlich frischen liegen Pyroxene mit beginnender Trübung in Form unscharf begrenzter Schatten und völlig feinkörnig zersetzte mit starker Fe-Entmischung, die unregelmäßig auf Spaltflächen verteilt ist oder die ehemaligen Korngrenzen nachzeichnet (s. Abb. 36).

Im Rahmen des Hornblendewachstums treten Säume oder unregelmäßige Randpartien von Hornblende an den Pyroxenen auf, vereinzelt dringt die Hornblende auch "frontartig" in den Pyroxen ein.

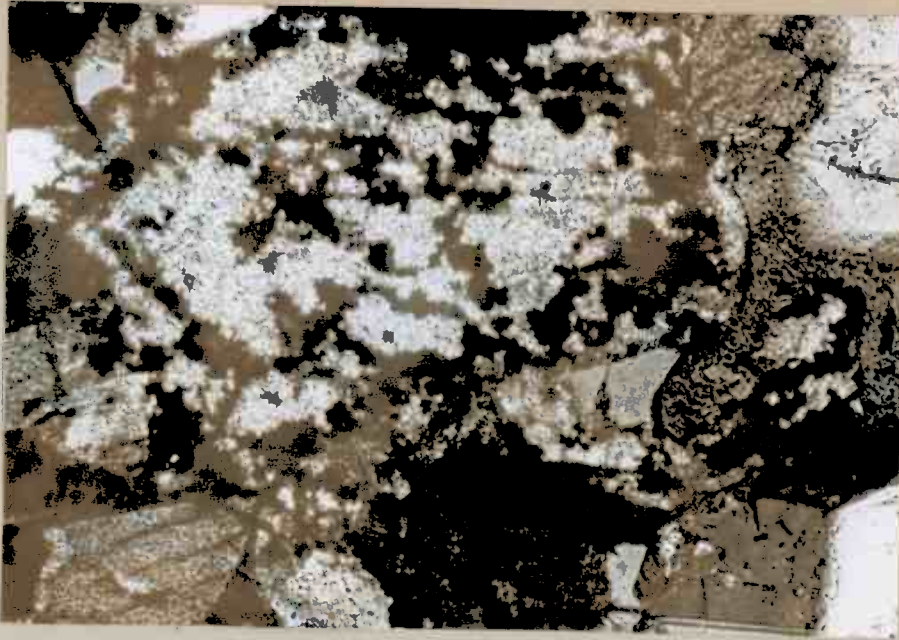


Abb. 36 Völlig feinkörnig zersetzter Pyroxen mit Erz-entmischung auf ehemaligen Spaltflächen und am Rand. (Schliff D 05, Vergrößerung 125fach, + Nicols)

Hornblende

Die 400 - 700 - 1000 - 1200 μ großen, kantengerundeten bis hypidiomorphen, teils auch durch Plagioklas buchtig resorbierten Hornblendestengel besitzen in allen Schliffen b \perp b eine hervorragende Orientierung. Vorwiegend liegen Basisschnitte vor, in denen die typischen Spaltwinkel der Amphibole auftreten. Nach U-Tischmessungen handelt es sich um "gemeine" oder grüne Hornblende mit den optischen Daten:

Auslöschungsschiefe $Z \wedge c$ zwischen 61° - 75° - 82° und opt. Achsenwinkel $2V_x$ zwischen 11° - 17° - $21,5^\circ$, die in der Tabelle 187 von W.E. TRÖGER (1959) BD. I S. 77 überwiegend im Bereich der Häufigkeitskrurve liegen. Einige Hornblenden weisen allerdings bei den Messungen so hohe Fe-/(Ti?)-Gehalte auf, daß sie außerhalb der Eichkurven liegen. Die Hornblenden im Amphibolitischen Bändergneis sind ziemlich frisch. Über eine meist schwache, an kataklastische Spaltrisse gebundene Umbildung zu Chlorit reicht die Zersetzung nicht hinaus. An primären Einschlüssen enthalten die Hornblenden häufig Apatit, daneben etwas Zirkon und Erz. Bei den Apatiteinschlüssen handelt

es sich um stark abgerollte, runde oder selten elliptische bis stengelige Formen, die wahllos in das Hornblendekorn eingebaut wurden. Die eingeschlossenen Erzpartikel können rund, eckig oder auch schlauchförmig ausgebildet sein. Die eingeschlossenen Zirkone sind auffallend klein und gegenüber denen in Roten Gneisen noch relativ frisch und bilden in Hornblende teils tiefreichende pleochroitische Höfe aus. Die jüngeren Biotite sprossen bevorzugt von Schwächebereichen aus in die Hornblende, wobei sich ihre unregelmäßige, bärtigspießige Form nach den gegebenen Platzverhältnissen richtet (s. Abb. 37). Daneben tritt eine innige Verwachsung und // Anlagerung von idiomorphen Biotiten und Hornblenden auf und damit verbunden die Abscheidung eines dünnen Erzfilms auf den gemeinsamen Korngrenzen (s. Abb. 38).

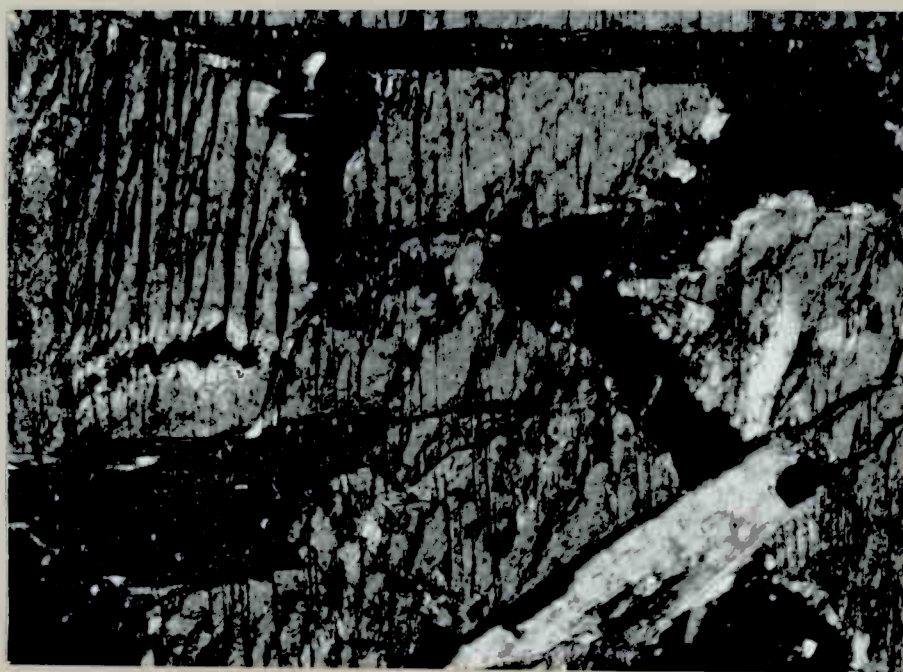


Abb. 37 Jüngere Biotit-
sprossung (dunkel) in
Hornblendestengel (hell-
grau). Wachstum auf kata-
klastischen Spaltrissen.
Wachstumsform richtet
sich nach den gegebenen
Platzverhältnissen.
(Schliff D 133,
Vergrößerung 125fach,
+ Nicols)

Bei der Sprossung von Biotit in integere Hornblendekörner findet man oft im Biotit submikroskopisch feine Reste von (?) Feldspat-
substanz in myrmekitähnlicher Ausbildung. Die Hornblenden sind
außerdem noch durch Plagioklase vorwiegend buchtig mit durch-
laufenden, seltener gezackten Rändern verdrängt worden.

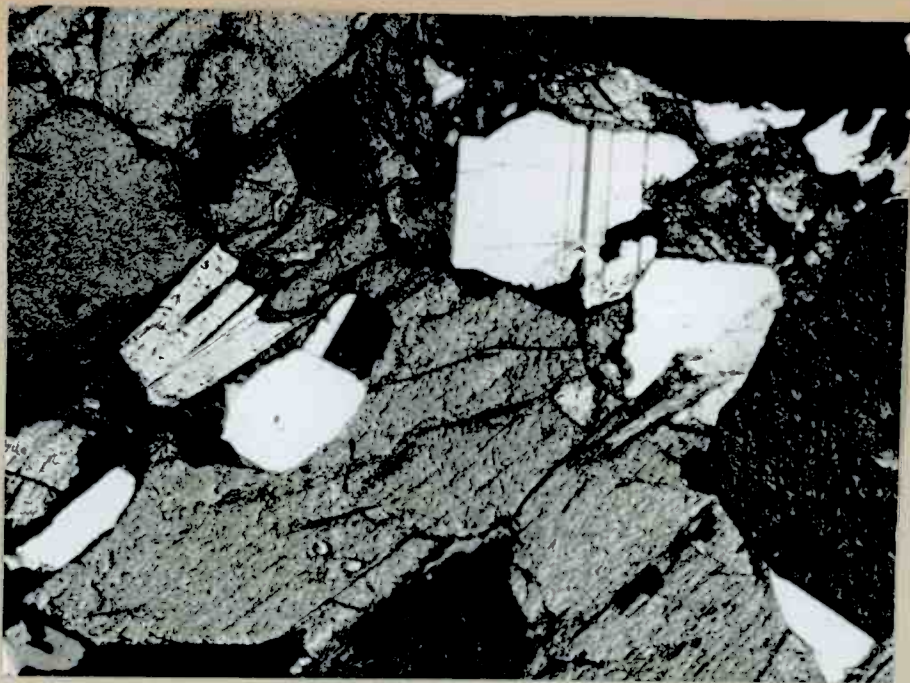


Abb. 38 Verwachsung zwischen Hornblende, Biotit und Plagioklas. Dünne Erzfilme als schwarze Streifen auf gemeinsamen Korngrenzen. (Schliff D 154, Vergrößerung 65fach, + Nicols)

Gelegentlich findet auch ein Einwandern von Plagioklas auf den Spaltflächen der Hornblende statt. Ähnliches läßt sich auch von Quarz sagen, der zuletzt Intergranulare und Zwickel ausfüllte. Die meisten Hornblendens zeigen keine Deformation; einige geringfügige Translationen an Spaltflächen und wenige Körner mit kataklastischen Rupturen sind die einzigen Anzeichen einer Beanspruchung der Hornblendens.

Biotit:

Die überwiegend hypidiomorphen und idiomorphen großen Biotite bestehen meist aus langen, dünnen Scheiten, die hervorragend eingeregelt sind. Querbiotite treten so gut wie nicht auf. Durch Plagioklas werden die Biotite entweder unregelmäßig verdrängt oder es erfolgt eine abgestufte Auslaugung. Beide Erscheinungen erfassen bevorzugt die schmalen (010) und (110)-Flächen. Die Biotite sind nur in geringem Maße chloritisiert. Feindisperse Erzentmischungen treten demzufolge selten auf. Im Gefolge der Verdrängung durch Plagioklas und Erz sowie untergeordnet auch durch Quarz, kann ein spindel- oder bandförmiges Eindringen dieser Komponenten auf Spaltflächen in Biotit beobachtet werden. Einer Deformation sind die Biotite in den

Amphibolitischen Bändergneisen kaum unterworfen. Außer einzelnen schwach verbogenen Scheiten findet man gelegentlich wenige, faserig-strahlige Aggregate.

Plagioklas:

Die Korngrößen und -formen der Plagioklase sind in den einzelnen Schliffen recht unterschiedlich. Einmal treten nur klein- und mittelkörnige, vorwiegend xenomorphe bis hypidiomorphe Plagioklase auf, in anderen große nahezu idiomorphe Kristalle. Ähnliche Schwankungen weisen auch die An-Gehalte auf. Die kleinen und mittelkörnigen Plagioklase besitzen im Mittel An-Gehalte zwischen 25 - 27, während große um $An_{35} - 41$ schwanken. Es handelt sich also einmal um Oligoklas von der gemittelten Zusammensetzung $An_{26}Ab_{74}$, zum anderen um Andesin mit $An_{38}Ab_{62}$. Die Plagioklase im Amphibolitischen Bändergneis sind zum größten Teil verzwillingt. Neben feinlamellarer, polysynthetischer Verzwillingung nach dem Albitgesetz trifft man in demselben Korn auch Wechsel von grober und feinerer Lamellierung. Andere Körner zeigen ausschließlich eine grobe, ziemlich weitständige Lamellierung. Die nahezu rechtwinklige Verwachsung zwischen feinlamellarer, polysynthetischer Albitverzwillingung und meist groben Periklinlamellen tritt in den Amphibolitischen Bändergneisen weit häufiger auf, als allgemein in den Roten Gneisen. Die Plagioklase sind überwiegend in frischem Erhaltungszustand. Die Serizitisierung erfaßt nur wenige Plagioklase in Form unregelmäßiger wolkiger Bereiche oder als selektive Auswahl einer Schar von Lamellen polysynthetischer Zwillinge sowie einzelne konzentrische Anwachsstreifen von den wenigen vorhandenen zonargebauten Plagioklasen. Daneben treten bei einzelnen Individuen feindisperse Flächenbeläge von Kalkspat auf.

Die Plagioklase besitzen vorwiegend Einschlüsse von Apatit, untergeordnet Biotit, Erz und Quarz. Die Apatite liegen dabei als idiomorphe Stengel unregelmäßig und ungleichmäßig verteilt im Plagioklaskorn. Die meist kleinkörnigen Einschlüsse biotite besitzen in vielen Fällen konzentrische Auslaugungsränder. Die Erzführung ist im allgemeinen nicht sehr hoch und recht vielgestaltig. Bei den Quarzeinschlüssen handelt es sich um vereinzelte spätere Infiltrationen. Bei der Plagioklassprossung haben diese beim "Vorpellen" gegen die Hornblende letztere teilweise in kleinere Subindividuen zerlegt und dabei selbst eine schwache Verbiegung ihrer Lamellen erlitten. Zum Einschluß und zu schwacher randlicher Auslaugung von Hornblendepartikeln kommt es dabei nur in Ausnahmefällen durch recht kleinkörnige Plagioklase. Die Plagioklase besitzen in Aggregaten untereinander scharfe Korngrenzen. Zonargebaute Plagioklase besitzen stets einen Anorthit-reicheren, meist idiomorphen Kern, der von einem Anorthit-ärmeren Rand unregelmäßig umhüllt wurde (Abb. 39).



Abb. 39 An-reicher, idiomorpher Plagioklaskern (An_{40}), der polysynthetisch verzwilligt ist, wird von An-ärmerem unverzwilligtem Plagioklas (An_{27}) teilweise umhüllt. Würfelige Spaltbarkeit durchsetzt beide in Form einer groben Ruptur und führt zu geringfügigem Versatz der Lamellen. (Schliff D 27, Vergrößerung 65fach + Nicols)

Nur wenige Plagioklase sind deformiert. Auf Druckbeanspruchung reagierten größere Körner mit pflasterkörniger Zerlegung oder das Korn grob durchziehenden Rupturen. Bei gekreuzt-lamellaren Zwillingen setzen diese Rupturen rechtwinklig an jeder Lamelle ab, dabei wird eine würfelige Spaltbarkeit erkennbar.

Quarz:

Normalerweise tritt Quarz als späte Zwickel- und Intergranularfüllung mit einer durch die bereits vorhandenen Körner vorgegebenen Gestalt auf. Zur Ausbildung selbständiger Kristalle kommt es daher nicht. Nur in Schliff D 27 treten ausgesprochen stark geplättete Quarzkörner mit einem Längen:Breitenverhältnis von 5:1 bis 10:1 auf, die teilweise in Subindividuen zerlegt und stets hervorragend eingeregelt sind. Im Zuge tektonischer Beanspruchung erfolgte die Ausbildung scharf undulös auslöschender Individuen mit grob durchsetzenden Rupturen. Die Quarze enthalten wenig Einschlüsse von kleinen Biotiten, feinkörnigem Erz und Plagioklas.

Titanit:

Titanite mit Korngrößen von 300 - 500 - 800 μ treten nur in Schliff D 133 auf. Rundliche Körner überwiegen dabei stark gegenüber keilförmigen oder rhombischen Formen. Die Spaltbarkeit nach (110) ist im Dünnschliff deutlich zu erkennen. Hellbraune Eigenfarbe und merklicher Pleochroismus sowie der optische Achsenwinkel $2V_z$ zwischen 38° und 45° weisen auf einen hohen Fe/Al-Gehalt der Titanite hin ("Grothit"). Die Titanite bilden drusige oder traubige Aggregate, teils frei, teils um Magnetit angeordnet. In anderen Fällen treten sie mit unterschiedlicher Verteilung als Einzelkörner in dichter Verwachsung mit Biotit, seltener Hornblende, Apatit, Zirkon und Erz auf.

Typisch für die recht junge Titanitbildung sind das Eindringen auf Spaltflächen und eine Verdrängung der älteren Grundgewebskomponenten sowie die Ausbildung dünner Säume und Ränder um Magnetitkerne. Eine groblamellare Verzwillingung kann bei einigen Titaniten erkannt werden (s. Abb. 40).

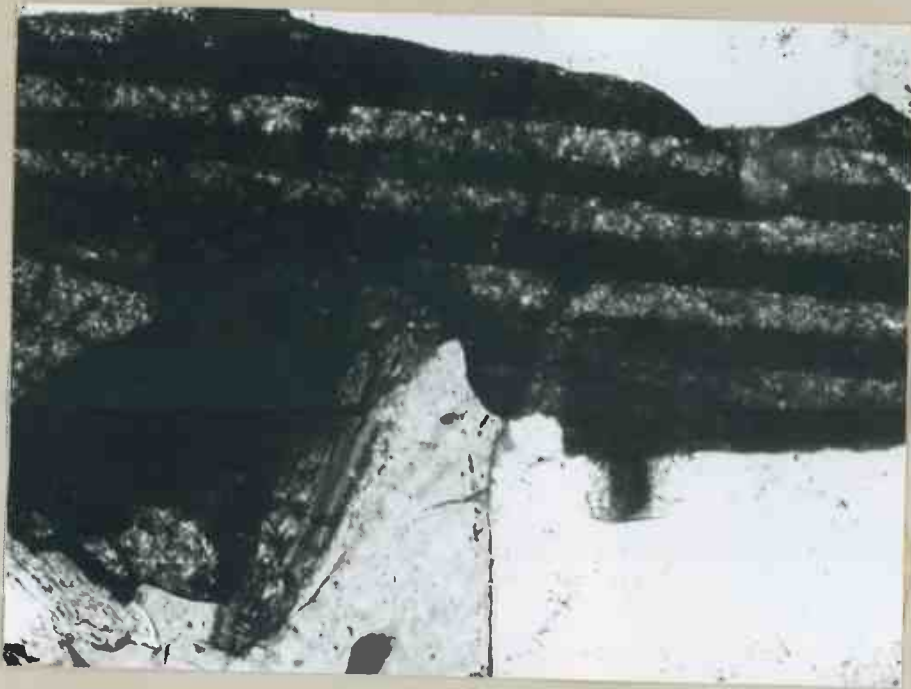


Abb. 40 Groblamellarverzwillingter Titanit, der im Bildbereich links unten noch einen Magnetitrest (schwarz) als Kern besitzt, aus dem er hervorgegangen ist. (Schliff D 133, Vergrößerung 125fach, + Nicols)

Akzessorien sind unterschiedlich stark in den Proben vertreten. Sie kommen frei im Gefüge oder als Einschlüsse in den Haupt- und Nebenkomponten vor. Neben idiomorphen und gerundeten 100 - 300 - 500 μ großen Apatiten, die frei als Haufwerk oder Einzelkörner auftreten, finden sich besonders in Plagioklas 100 - 200 μ große unregelmäßige idiomorphe Stengel. Der Apatitgehalt schwankt zwischen 1 - 5 Vol%, während der Gehalt an stets gerundeten Zirkonen (um 50 μ) stets unter 1% bleibt. Die Epidotgruppe ist in den Amphibolitischen Bändergneisen nicht vertreten. Muskovit, ein seltener Übergangsmengenteil, tritt vorzugsweise in der Nähe und teilweise als Verdränger von Biotit, stark untergeordnet auch als Sammelkristallisationsprodukt in Plagioklas auf.

7.2.2. Gemischter Biotitbändergneis

Es wurden recht verschiedene Typen des Gemischten Biotitbändergneises untersucht. Außer den stärker und wenig differenzierten Typen wurden auch von Roten Gneisen infiltrierte Gesteine betrachtet. Die wechselnde Zusammensetzung in den einzelnen Schliffen erklärt sich daraus, daß einerseits vorwiegend dunkle, zum anderen helle Bänder untersucht wurden sowie Gneistypen aus der unmittelbaren Nachbarschaft Roter Gneise, die dann ziemlich hohe Mikroklingehalte aufweisen. Außerdem schwanken die Korngrößen zwischen feinkörnigen, wenig differenzierten und recht grobkörnigen, stärker differenzierten Typen der Gemischten Biotitbändergneise beträchtlich.

Hornblende:

Im Gemischten Biotitbändergneis bestehen einzelne dunkle Lagen aus 300 - 500 - 1000 μ großen, stark buchtig resorbierten Hornblendestengeln, die zusammen mit Biotit lagenweise orientiert sind. In den optischen Daten und der Spaltbarkeit unterscheidet sie nicht von den im Amphibolitischen Bändergneis gemessenen, gemeinen, Fe-reichen Hornblenden, jedoch sind sie durchweg feinkörniger und weit seltener vertreten. In Schliff D 6B treten fast ausschließlich filzig-faserige, radialstrahlige Pseudomorphosen von Chlorit nach Hornblende auf, während man in den anderen Schliffen alle Übergänge von frischer Hornblende zu Chlorit findet. In vielen Fällen wurde bei der Umbildung Erz in Form schmaler Leistchen auf ehemaligen Spaltflächen und am Rand entmischt (s. Abb. 41). Die optischen Daten dieser Chlorite liegen bei $2V_x = 10^\circ$ negativ, $r > v$, $l = (+)$ und $\Delta n = 0,011 - 0,023$ und Doppelbrechung = 1,59.

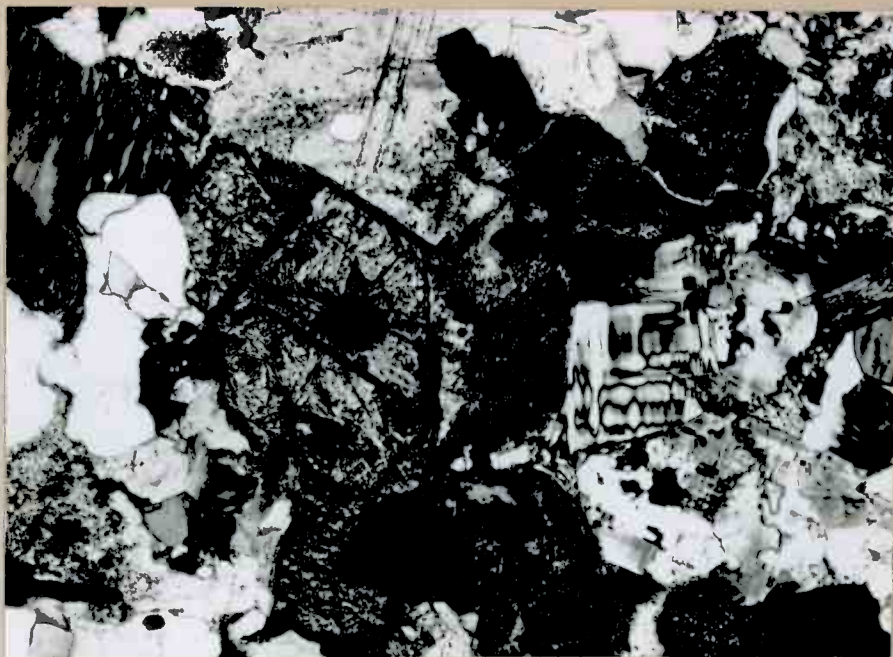


Abb. 41 Pseudomorphose von Chlorit (Brunsvigit) nach Hornblende, die einen Kern von radioaktiv zerfallenen Zirkon besitzt. Die ehemaligen Spaltflächen und der Rand des wirrstrahlig-faserigen Individuums werden durch dünne Erzleisten nachgezeichnet.

(Schliff D 6 B, Vergrößerung 65fach, + Nicols)

In der Tabelle 211 - 214 in W.E. TRÖGER (1959) Bd. I S. 91 liegen sie noch über dem sehr Fe-reichen Brunsvigit. Häufig treten in den Hornblendeneinschlüssen gerundeter, meist völlig radioaktiv zerfallener Zirkone mit tiefreichenden pleochroitischen Höfen auf; weiterhin unregelmäßig geformte Erzpartikel, seltener rundliche Apatitkörner. Durch die jüngere Biotitblastese können die Hornblendeneinschlüsse teilweise oder völlig verdrängt werden. Das spätere Eindringen von Quarz in dünnen Bändern oder in unregelmäßigen Stengeln ist bei allen Hornblende führenden Schliffen zu beobachten.

Biotit:

Die meist kleinen bis höchstens mittelkörnigen, annähernd idiomorphen Biotite bilden in allen Schliffen streng geordnete Lagen zusammen mit Hornblende und Erz. Im stark differenzierten Typ liegt der gesamte Biotitgehalt in solchen Lagen vor, während sich im weniger differenzierten Typ neben den Lagen kleinere unregelmäßige Aggregate und freie Querbiotite in den hellen Bändern finden. In diesen Lagen

können unterschiedlich stark kleine Quarz- und Plagioklas-
körner eingebaut sein (s. Abb. 42).

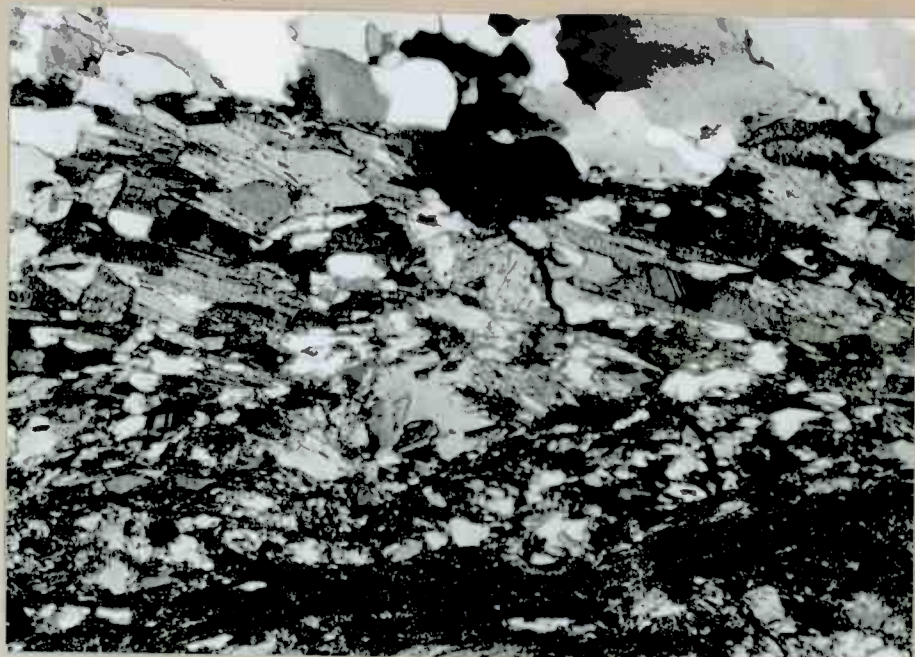


Abb. 42 Gefügebild
Helles Band aus Plagioklas
und Quarz (oberer Rand)
abgesetzt gegen feinkörnige,
orientierte Biotitlage,
mit Einlagerungen kleiner
Quarz- und Plagioklas-
körner.
(Schliff D 156,
Vergrößerung 65fach,
+ Nicols)

Die Umwandlung des Biotits zu Prochlorit bzw. Hydrobiotit ist
allgemein unbedeutend, ebenso tritt nur eine sehr geringe
Erzentmischung in den Biotiten auf. Eine tektonische Bean-
spruchung der Biotite tritt nur an größeren, den Schliff
durchziehenden Rupturen auf. Hier findet man auch zerbrochene
und verbogene Scheite. Einschlüsse von Zirkon mit abgestuften
pleochroitischen Höfen, wenig Apatit sowie gerundete Erz-
partikel finden sich in allen Schliffen in Biotiten. Durch
Verdrängung können auf den Spaltebenen Quarz, Plagioklas und
Erz nachträglich in Biotit eindringen. Eine Korrosion mit
Auslaugungsrändern an Biotit kann vereinzelt durch Plagioklas
und Quarz hervorgerufen werden. Überwiegend werden die Scheite
aber nur unregelmäßig verdrängt. Bei der späteren Sprossung
von Biotit in Hornblende sind die Korngrenzen gelegentlich
mit dünnen Erzfilmen belegt worden. Die Muskovitsprossung
an Biotit ist allgemein unbedeutend.

Plagioklas:

Für die Beschreibung der klein- bis mittelkörnigen, gerundeten bis hypidiomorphen Plagioklase spielt die Mikroklinführung eine wesentliche Rolle. Die Eigenschaften der Plagioklase in Schliffen mit einer Mikroklinführung von über 5 Vol% entsprechen mit An-Gehalten zwischen 19 - 27, mit durchweg starker Serizitisierung, mit Art und Häufigkeit der Zwillingsbildung den Albiträndern und Myrmekitquarzen denen der Roten Gneise. Die nahezu mikroklinfreien Prototypen der Gemischten Biotitbändergneise enthalten Plagioklase mit An-Gehalten von 30 - 37, ebenso solche mit An_{20} - 25. In ihren Eigenschaften sind sie mit nur schwacher Serizitisierung, typischen Zwillingen usw. den Plagioklasen der Amphibolitischen Bändergneise weitgehend gleichzusetzen. Einige wenige, undeutlich zonargebaute Plagioklase findet man in beiden Typen. Saussuritisierung der Plagioklase wurde nur in stark kataklastisch beanspruchten mikroklinfreien Typen beobachtet. Einschlüsse finden sich in beiden Typen reichlich. Neben unregelmäßigen Apatitstengeln, gerundeten Zirkonen und zonar ausgelaugten Biotiten und runden Quarzen liegen verschiedene Erzkörner eingeschlossen vor. Antiperthitbildungen mit dazu orientierten Serizitschüppchen treten in mikroklinreichen Schliffen analog Abb. 34 auf. Buchtige Verdrängungen werden vorwiegend durch Quarz, aber auch größere Mikroklinblasten erzeugt. Eine Serizitisierung von kataklastischen Rissen aus und vereinzelte Sammelkristallisation von Muskovitblasten kann in allen Schliffen untergeordnet beobachtet werden. Die Anordnung und Korngrößen der Plagioklase in den Gemischten Biotitbändergneisen geben einen Hinweis auf den Metamorphosegrad einzelner Bänder.

Die wenig differenzierten Typen bestehen aus einer ziemlich feinkörnigen, dichten und gleichmäßig verteilten Plagioklas-Quarz- und \pm Mikroklin-Grundmasse einerseits und Biotit- und \pm Hornblendepartien andererseits, in die stärkere Einschaltung anderer Hauptkomponenten erfolgte. Die Übergänge zu den höher metamorphen und stärker differenzierten Typen kennzeichnet eine Kornvergrößerung, die sich zunächst in einzelnen Schliffbereichen in Form mittelkörniger Mischaggregate in feinkörniger Grundmasse anzeigt und mit zunehmender Metamorphose allmählich den gesamten Schliff erfaßt und grobkörnige Aggregate von Plagioklas, Quarz und ggf. auch Mikroklin hinterläßt. Hier füllt Quarz außerdem entweder als Pflaster die größeren Zwickel oder trennt einzelne Aggregate durch langausgewalzte "Quarzzeilen" voneinander. Zwischen der Kornvergrößerung und der durch Eindringen Roter Gneise verursachten Mikroklinführung einzelner Schliffe besteht kein direkter Zusammenhang.

Mikroklin:

Die feinkörnigen, vorwiegend isometrischen und stets frischen Mikrokline des wenig differenzierten Typs besitzen trotz meist gut ausgeprägter Gitterung unscharfe Korngrenzen zu ihren Nachbarn. Perthitentmischungen und Fremdeinschlüsse fehlen ihnen. Ebenso verursachen sie kaum eine Myrmekitbildung an Plagioklasen. Diese feinkörnigen Mikrokline dürften daher älter als die Plagioklasen sein, wie auch ihre Verdrängung durch Plagioklas beweist.

In Schliffen mit beginnender Plagioklasaggregatbildung liegen feinkörnige Quarze und Mikrokline als pflasterkörnige Grundmasse in diesen vor. Vereinzelt größere Mikroklinblasten im Nahbereich Roter Gneise können in beiden Typen der Gemischten

Biotitbändergneise auftreten. Ihre Wechselwirkungen zu Plagioklasen und Einschlüsse von Biotit, Quarz, Erz, Apatit und Zirkon entsprechen denen in den Roten Gneisen ebenso, wie die typischen Perthitentmischungen und serizitähnlichen Trübungen durch völlig resorbierte Plagioklase. In grobkörnigen Partien neigen die Mikrokline nur vereinzelt zur Aggregatbildung. Eine schwache Muskovitblastese beschränkt sich auf größere Individuen. Stets werden durch Mikroklin Biotit und -so vorhanden - Hornblende verdrängt.

Quarz:

Die Quarze sind klein- bis höchstens mittelkörnig als Pflasterkörner oder als Grundmassebestandteil des wenig differenzierten Typs; in freier Form meist mittelkörnig, seltener grobkörnig. Neben den schwach undulösen, optisch nicht geregelten Mörtelquarzen und langausgewalzten "Quarzzeilen" mit streifig undulöser Auslöschung existieren größere Körner mit scharf undulöser Auslöschung in Feldern. Die einschlußfreien Quarze in der Grundmasse des wenig differenzierten Typs sind schwach ausgewalzt und lappig mit den anderen Hauptkomponenten verwachsen. Die Quarzstengel oder Zeilen besitzen teils gerade, teils abgerundete Grenzflächen. Anzeichen von Kataklaste und Einschlüsse fehlen ihnen. Nur größere, unregelmäßig buchtige Körner besitzen durchsetzende oder würfelige Rupturen, die entweder auf das Korn beschränkt sind oder durch mehrere verschiedenartige Individuen hindurchsetzen. Eine Aufteilung ehemaliger Großkörner in Subindividuen unterschiedlicher optischer Orientierung läßt sich an Hand feiner Porenzüge erkennen.

Die Quarze enthalten in geringer Zahl Einschlüsse aller anderen im Gestein auftretenden Komponenten. Eine feinkörnige Pyritvererzung hat sich in einigen größeren Quarzen auf größeren // verlaufenden Spaltrissen in Form dünner Äderchen nachträglich eingenistet. Die meist gut geregelten und optisch einheitlich orientierten Quarze haben bei ihrem Wachstum jüngere Komponenten vielfach verdrängt und dabei eine teilweise Gefügauflösung verursacht.

Akzessorien:

Als Akzessorien treten feinkörnige Apatite und Zirkone auf. Daneben verschiedene isometrische oder xenomorphe klein- bis mittelkörnige, sulfidische und oxidische Erze. Stärkere Titanitgehalte besitzt nur Schliff A 132, in einigen fehlt er völlig. Muskovit tritt nur als jüngere Sprossung, teilweise als schwache Sammelkristallisation in Mikroklin und selten in Plagioklas auf. Epidot tritt nur in Spuren auf, während Orthit völlig fehlt.

7.2.3. Schlieriger Gneis

Nach dem mikroskopischen Befund stellen die Schlierigen Gneise das Übergangsglied zu den Roten Gneisen dar. Bereits bei der Geländeaufnahme wurde die Vertretbarkeit von Amphibolitischem und Biotitbändergneis in streichender Richtung durch Schlierigen Gneis beobachtet. Dabei zeigte sich, daß mit Eindringen der Roten Gneise in die Bändergneise eine weitgehende Gefügauflösung und allmähliche Angleichung an sie erfolgte. Dabei stellen die Schlierigen Gneise mit geregelten Biotit- und Quarzschmitzen oder -schlieren den Beginn der Homogenisierung und die Schlierigen Gneise mit unregelmäßigen Biotitaggregaten die beinahe vollständige Umwandlung zu Roten Gneisen dar.

Im Dünnschliff lassen sich die letzteren von Roten Gneisen so gut wie nicht mehr unterscheiden, jedoch zeigt sich der Unterschied sofort bei Auszählung der Komponenten Plagioklas und Mikroklin. Während bei den Roten Gneisen - mit Ausnahme des feinkörnigen Granitgneises - das Verhältnis Plagioklas:Mikroklin stets kleiner als 1:1 ist, besitzen die Schlierigen Gneise noch einen höheren Plagioklasgehalt, der einen Hinweis auf ihre ursprüngliche Zusammensetzung gibt. Die Hauptkomponenten bilden Plagioklas, Quarz und Mikroklin sowie unterschiedlich hohe Biotitanteile. Schlierige Gneise, die aus der Auflösung dünner amphibolitischer Bänder entstanden sind, können Reste chloritisierter Hornblende und Spuren völlig zersetzter Pyroxene enthalten.

Pyroxen tritt in Spuren mit feinkörnigen Individuen, die stark abgerundet sind und als Einschluß in Mikroklin auf (nur Schliff D 52). Die Pyroxene sind dabei völlig zersetzt und besitzen besonders am Rand eine feinkörnige Erzführung.

Hornblende wurde nur in Schliff D 52 und völlig chloritiert in D 159 und 155 gefunden. Eine Trennung von den ebenso stark umgewandelten Biotiten ließ sich in den letztgenannten Schliffen nicht durchführen; deshalb wurden beide zusammengezählt und als Biotit eingetragen. Nach U-Tischmessungen handelt es sich bei den Hornblenden in D 52 ebenso um gemeine bzw. grüne Hornblende mit sehr hohen Fe-Gehalten, wie bei den Hornblenden der Amphibolitischen Bändergneise, wobei durchweg kleinere Körner auftreten, die besonders randlich stark umgewandelt und häufig weitgehend verdrängt sind. Das Resultat sind ziemlich unregelmäßig geformte, xenomorphe Körner mit deutlichen, teils breit klaffenden Spaltflächen, von denen

aus die Chloritisierung des Kerns erfolgte. Die Biotitsprossung erfolgt entweder bei gemeinsamer Orientierung als Anlagerung nach (001) oder die Scheite sprießen unregelmäßig in die Hornblende hinein, wobei sie diese völlig verdrängen können. Eine intensive Verwachsung zwischen Biotit, Hornblende, Erz, Titanit und Apatit - letzterer auch als Einschluß in Hornblende - ist gegeben.

Biotit:

In den Schlierigen Gneisen mit noch erkennbarem s-Gefüge sind die Biotite mittel- bis grobkörnig und häufig noch hypidiomorph oder idiomorph erhalten und bilden scharfgeregelte Schlieren. Einzelne dünne und sehr lange Scheite können hier auftreten. Schlierige Gneise, die den Roten Gneisen sehr ähnlich sind, enthalten Biotite in Form wirrstrahliger, feinkörniger Aggregate, neben frei auftretenden, stark zersetzten Scheiten. Das Auftreten von Querbiotiten ist dabei sehr häufig zu beobachten. Die Chloritisierung erfaßte in allen Schliffen die Biotite in unterschiedlicher Stärke, wobei eine feindisperse Erzentsmischung in allen stärker zersetzten Biotiten auftritt. Durch weiteren Abbau und Verdrängung durch die jüngeren Hauptkomponenten sowie besonders auch Kalkspat, bleiben von den Biotiten nur fetzenartige, stark von Quarz und Plagioklas durchsetzte Reste übrig. Durch Quarz und Plagioklas, untergeordnet auch Mikroklin, treten an den Schmalseiten, auch bei frischen Biotiten, abgestufte Auslaugungsränder auf. An Einschlüssen treten besonders häufig Apatite, gerundete Zirkone und Erzpartikel unterschiedlicher Gestalt auf. Durch Deformation konnte Erz (bei der engen Verwachsung von beiden) auch auf Spaltflächen eindringen, die jetzt als dünne Spindeln oder Bänder in den Scheiten vorliegen. Ähnliche Er-

scheinungen kann auch der Quarz liefern. Die Muskovitsprossung erfolgt // (001) an Biotit, bleibt aber recht unbedeutend. In Schlierigen Gneisen mit Quarz- und Biotitschmitzen wurden die Biotite bei der Quarzstengelsprossung an deren Ränder abgedrängt.

Plagioklas:

Die mittel- bis grobkörnigen Plagioklase besitzen in einigen Schliffen ausschließlich buchtig-xenomorphe und isometrische Kornformen, in anderen treten daneben noch hypidiomorphe und idiomorphe auf, je nach dem Grad der Verdrängung durch die jüngeren Hauptkomponenten. Die gemessenen An-Gehalte schwanken zwischen 22 - 36; durchschnittlich entsprechen die Plagioklase einem Oligoklas von der mittleren Zusammensetzung $An_{25}Ab_{75}$, liegen also deutlich etwas über den An-Gehalten der Roten Gneise. Die Plagioklase der Schlierigen Gneise sind durchweg getrübt. Die häufigere Form dieser Trübung besteht aus Serizit und untergeordnet auch Saussurit, der einen stärkeren Anteil in Schliffen mit Kalkspatführung aufweist. Die Trübung erfaßt entweder unscharf begrenzte wolkige Bereiche oder bei verzwillingten Plagioklasen nur eine Schar von Lamellen; daneben treten Trübungen auf, die von feinen Rissen im Korn ausgehen. In einigen Plagioklasen kommt es durch Sammelkristallisation zur Ausbildung größerer Muskovitblasten. Die Mehrzahl ist unverzwillingt. Am häufigsten tritt eine ziemlich engständige und feinlamellare Verzwillingung nach dem Albitgesetz auf, der gegenüber die \perp gekreuzte Verzwillingung zwischen einer Albit- und gröberer Periklinverzwillingung sehr stark zurücktritt, in einigen Schliffen fehlt sie überhaupt. Beim Sprossen der Mikrokline treten alle Übergänge von fein- zu grobstengeligen Myrmekitquarzen in Plagioklas auf. Die Albitränder

an den Korngrenzen zwischen Plagioklas und Mikroklin sind im allgemeinen nicht myrmekitisiert. An verzwillingten Plagioklasen kommt es zur Auslöschungsumkehr der Lamellen gegenüber dem Kern, auch kann der Mikroklin unregelmäßig zotten- oder treppenförmig auf einer Schar von Lamellen eindringen, während die andere stehen bleibt und in den Mikroklin hineintragt. Die Korngrenzen zwischen Plagioklas und Mikroklin können durch Albitrandbildung so verwischt werden, daß ein Übergang von einem in das andere Korn nicht mehr existiert. Antiperthitbildungen in Form orientierter dünner Flächen mit \downarrow im Raum dazu orientierten Serizitschüppchen finden sich auch im Schlierigen Gneis. Einschlüsse von teilweise völlig zersetzten Biotiten, kleinen unregelmäßigen Apatitstengeln, Erze verschiedener Art und vereinzelt runde Zirkone treten in allen Plagioklasen auf. Quarz tritt in 2 Formen in Plagioklas auf, Einmal als nicht orientierte tropfenförmige Mikropegmatitverwachsung, zum anderen als isometrische oder kantengerundete größere Quarze, die teilweise untereinander geordnet sind. Die Plagioklase zeigen allgemein geringe tektonische Beanspruchung, verbogene Lamellen bei Zwillingen wurden nicht beobachtet; einige wenige Körner werden von kataklastischen Rupturen durchsetzt. Größere Plagioklasaggregate in Schlierigen Gneistypen mit Biotit- und Quarzschnitzen besitzen stets eine einheitliche Gipsregelung, auch wenn durch nachträgliches Einwandern von Mikroklin oder Quarz ihr ursprünglicher Kornverband teilweise aufgelöst wurde.

Mikroklin:

Neben den älteren kleinen bis idiomorphen Körnern treten mittel- und grobkörnige, unregelmäßig-xenomorphe bis höchstens hypidiomorphe Formen auf. Überindividuen wurden nur in Schliff D 52

gefunden. Auch in den Schlierigen Gneisen treten 2 Generationen von Mikroklin auf. Die kleinkörnigen, frischen und scharfgegitterten Mikrokline besitzen kaum Einschlüsse und zeigen keine Wechselwirkungen zu den später ausgeschiedenen Plagioklasen. Typisches Beispiel dafür ist D 68, bei dem nur die ältere kleinkörnige Mikroklingeneration vorliegt und Myrmekitquarzstengel und Albitbildung fehlen, ebenso sind die Plagioklase kaum serzitisiert. Die größeren Mikrokline liegen häufig mit gerader und scharfer Zwillingsnaht als Karlsbader Zwillinge vor. Die Wechselbeziehungen zu Plagioklasen mit Myrmekiten, Albiträndern und Seriziten sowie Einbau gleichorientierter kleinerer Plagioklase mit Albiträndern entsprechen denen der Roten Gneise. Die Mikroklingitterung ist auch bei größeren Körnern bereichsweise scharf und sehr fein, sofern diese Bereiche in der unmittelbaren Nachbarschaft stark zersetzter Plagioklase liegen. Im übrigen tritt vorwiegend eine undeutliche Gitterung auf. Die 3 Arten Film- und Fadenperthit sowie Cleavelandit können auch in den Mikroklinen der Schlierigen Gneise auftreten. Bei nahezu eutektischer Bildung von Mikroklin und Plagioklasen überziehen diese Perthite äußerst dichtschruppig ganze Flächen im Mikroklin. Postkristalline Deformation der Filmperthite und vereinzelter Zonarbau der Cleavelandite (Sanduhrformen) findet man seltener. Einschlüsse älterer Mineralien, wie Biotite, die teilweise bis auf Erzreste abgebaut werden, gerundete Apatite und Zirkone, Quarzblasten und Pyroxenreste können alle größeren Mikrokline aufweisen. Daneben werden vereinzelt auch die älteren, kleinkörnigen Mikrokline aufgenommen. Im allgemeinen sind die Mikrokline frisch, jedoch ist vereinzelt eine beginnende Trübung von breiteren Rupturen aus beobachtbar.

Trübungen in integeren Kernen dürften wohl von völlig absorbierten Plagioklasen stammen. Allgemein besitzen die Mikrokline keine einheitliche Regelung; einzelne kleinere Aggregate, deren Intergranulare häufig mit postmikroklinem Albit ausgekleidet sind, können jedoch einheitliche Gipsregelung zeigen. Eine druckbedingte Muskovitblastese tritt in unregelter Form in vielen Mikroklinen auf.

Quarz:

Neben den feinkörnigen Quarzpflastern treten mittel- und grobkörnige, stets xenomorph-buchtige Formen auf. Die Quarze sind dabei durchweg frisch erhalten und weisen nur vereinzelte Porenzüge auf, die gleichzeitig zur Identifizierung ehemals größerer Körner herangezogen werden können. Als Quarzschmitzen besitzen die Quarze hervorragende Gipsregelung und stark undulös-streifige Auslöschung. Eine Einengung und teilweise Kataklase ist bei den meist geplätteten Körnern zu beobachten. Die Rupturen bleiben im allgemeinen auf einzelne Quarzkörner beschränkt und setzen nicht in andersartige Nachbarkörner fort. Diese Rupturen zeichnen sich auch durch eine schwache Zerlegung der Großkörner in nichtorientierte Pflasterkörner in unmittelbarer Nachbarschaft derselben aus. Gelegentlich treten auch rund um Feldspäte Ringe von parkettierten Quarzen auf. In kaum geregelten Schliffen bilden die nur schwach undulösen Quarze teilweise eine lappig verzahnte Grundmasse mit Plagioklas und wenig Mikroclin. Als Einschlüsse in Quarz können alle älteren Komponenten, meist in feinkörniger und gerundeter Form, auftreten. In Schliffen mit hoher Mikroclinführung wird dieser vorwiegend von Quarz eingebaut. In einigen Schliffen tritt eine feinkörnige, an Klüfte gebundene nachträgliche Erzfüllung in Form dünner Schnüre auf.

Neben den meist schwach abgelenkten Rupturen ist in einigen Körnern noch eine würfelige Spaltbarkeit zu beobachten.

Akzessorien:

Neben den in allen Schliffen auftretenden, meist gerundeten Zirkonen und Apatiten, letztere auch idiomorph als feinkörnige Stengel in eingeschlossener Form, sind Reste von Pyroxen vorhanden. Die Vermutung, daß es sich bei den randlich in Schliff D 68 an größere Erzkörner angelagerten, im Dünnschliff gelbbraunen, nicht pleochroitischen und optisch isotropen, unregelmäßig begrenzten Körnern um Phosphate handelt, liegt nahe. Eine sichere Bestimmung konnte aber nicht durchgeführt werden, da weitere optische Daten nicht zu erhalten sind. Die späteren spurenhafte Bildungen von Muskovit, Epidot und Kalkspat im Gefolge des letzteren auch Titanit, erlangen keine besondere Bedeutung.

Die wichtigsten Details der petrographischen Untersuchung werden anschließend in kurzer tabellarischer Form wiedergegeben, (s. Tabellen 3 - 6).

7.3. Ganggesteine

Unter diesem Sammelbegriff werden einmal die im Feld beobachteten, als Gestein auftretenden Störungsfüllungen Aplite, Quarzite und Brekzien neben band- und aderförmigen oder linsigen Einlagerungen von Quarz-Feldspat, Quarz, Aplit und Pegmatit besprochen; zum anderen auch nur mikroskopisch auflösbare, feine Riß- und Kluftfüllungen im Handstückbereich (s. Tabelle 7, S. 100).

Tabelle 7

Ausgezählte Zusammensetzung der Ganggesteine
(Summe der ausgezählten Punkte pro Schliff = 100 %)

Schliff- Nummer	Horn- blende	Biotit	Plagia- klas	Mikro- klin	Quarz	Apatit	Zirkon	Erz	Tita- nit	Musko- vit	Myrme- kit	Or- thit	Kalk- spat	Chlorit (Gang)	Gesteins- art
137	-	5,13	28,02	24,15	39,62	0,06	Spur	0,52	Spur	0,13	1,27	-	-	1,10	Quarz- Feld- spat- Adern
105	-	1,95	23,75	39,90	31,36	0,11	0,05	0,36	0,06	1,51	0,95	-	-	-	
172	-	0,87	2,69	0,81	94,01	0,07	0,10	0,16	0,58	0,71	-	-	-	-	Pegmatite
170	-	4,37	13,59	47,77	32,73	0,08	0,08	0,11	-	0,39	0,88	-	-	-	
161	0,06	3,71	37,94	-	57,51	0,17	0,06	0,11	-	0,44	-	-	-	-	
162	-	2,77	14,06	28,19	53,09	0,24	0,04	0,12	-	0,32	0,56	-	0,61	-	
123	-	0,34	30,18	30,18	36,39	-	0,06	0,26	-	0,43	2,16	-	-	-	Normalaplit
157	-	1,80	34,25	22,38	40,46	-	0,13	-	-	-	0,98	-	-	-	
70	-	2,55	33,95	16,23	36,51	0,69	0,58	6,74	2,08	-	0,67	-	-	-	
46	-	5,52	39,30	24,34	25,83	0,25	0,40	2,52	0,44	0,22	0,03	1,15	-	-	
115	-	9,25	31,24	31,93	20,86	0,48	0,14	2,12	0,51	0,17	0,86	0,62	-	-	Bio- tit- Aplit
166	-	8,41	30,55	31,28	18,70	1,08	0,36	2,61	1,23	1,50	1,79	2,49	-	-	
129	0,31	1,63	28,24	35,82	15,40	1,60	1,60	1,14	-	1,11	0,65	-	12,60	-	Kalk- spat- brek- zie

Tabelle 3

Mikroskopische Ergebnisse der wichtigsten Komponenten der Roten Gneise

	Hornblende	Biotit	Plagioklas	Mikroklin	Quarz
Korngröße	kleinkörnig	klein- bis mittelkörnig; von Augengneis zu Feinkörnigem Granitgneis abnehmend	klein- bis mittelkörnig	Korngröße und Kornform stark schwankend. Für einige Gesteinstypen namensgebend (s. dort)	mittel- und grobkörnig
Kornform	durch Verdrängung und Umwandlung stets xenomorph	hypidiomorph bis idiomorph, durch Verdrängung auch xenomorph	vorwiegend isometrisch, durch Verdrängung konkav-konvexe Formen		stets xenomorph, selten angenähert isometrisch
Einschlüsse	Zirkon mit pleochroitischen Höfen, Apatit, runden Erzkörnern	Zirkon mit pleochroitischen Höfen, Apatit, isometrische + idiomorphe Erzkörner; isomorph geschichtet mit Orthit	Zirkon, idiomorphe Apatitkristalle, Erz, Mikroklin I, Biotit, Orthit	Einschlüsse aller anderen Komponenten	Einschlüsse aller anderen Komponenten; Apatit auch als kleine Kristalle
Umwandlungen	Chlorit (vollständig)	Chlorit (unterschiedlich stark)	Serizitisierung, Sammelkristallisation von Muskovit, Myrmekitquarze, Albitränder	schwache Trübung von Struktur- und Spaltflächen ausgehend; meist frisch	frisch, unverändert
Entmischungen	Erz auf Spaltflächen und an Rändern	feindisperse Erzentmischung seltener Rutilnadelchen, dentritische Eisenfällung auf Basisflächen	vereinzelte Antiperthitbildungen	Überwiegend Perthitentmischungen	fehlen
Gefügeregelung	undeutlich, zusammen mit Biotit und Erz	gute Regelung bei den Gneistypen, in Granitgneisen unregelmäßig	als Aggregate und Einschlüsse in Mikroklin optisch einheitlich geregelt	vorwiegend unregelmäßig, in einigen Gneistypen beginnende Einregelung	gemeinsame Regelung mit Biotit in einigen Gneistypen; in Granitgneisen unregelmäßig
Deformationserscheinungen	kaum feststellbar; teilweise Erweiterung der Spaltflächen und sekundäre Infiltration von Erz + Quarz	Verbiegung und undulöse Auslöschung, Auffiederung; bruchhafte Deformation, sekundäre Infiltration von Erz, Plagioklas, Epidot, Quarz	gelegentlich schwach verbogene Lamellen, teils versetzte Lamellen bruchhaft mit gröberen Rissen, die unverheilt oder durch Quarz bzw. rekristallisierten Plagioklas verheilt sein können. Epidot und Saussurit sekundäre Bildungen größere Elaste in Einzelkörner zerlegt	falls vorhanden, stets bruchhaft mit gröberen Rissen, die sekundär durch Albit, Mörtelquarz oder Pyrit gefüllt sein können. Muskovitsprossung unter Druckerhöhung. Vereinzelt von sekundären Chloritgängen gequert.	alle freien Quarze besitzen undulöse Auslöschung, große Blasen werden in optisch uneinheitliche Subindividuen zerlegt.
Schliffanteil	akzessorisch unter 1%	Ø 3 - 5%	Ø 20 - 30%	Ø 25 - 35%	Ø 25 - 30%

Tabelle 4 Mikroskopische Ergebnisse der wichtigsten Komponenten des Amphibolitischen Bändergneises

	Pyroxen	Hornblende	Biotit	Plagioklas	Quarz
Korngröße	klein- bis mittelkörnig	mittel- und grobkörnig	grobkörnig	klein- und mittelkörnig, daneben große Körner	selbständige Kristalle fehlen meist
Kornform	gerundete bis hypidiomorphe Formen	Kantengerundete bis hypidiomorphe, kurzsäulige Körner	lange, dünne Scheite, als Neusproussung bärtigspießige Formen	xenomorph bis hypidiomorph, große Körner bis idiomorph	unregelmäßige Intergranularfüllungen, in D 27 stark geplättete Zeilen
Einschlüsse	fast einschlußfrei, vereinzelt Zirkon und Erzpartikel	Apatit und Erz, noch relativ frische Zirkone	fast einschlußfrei, wenige Zirkone mit pleochroitischen Höfen	idiomorphe Apatitstengel, untergeordnet Biotit, Erz, Quarz teilweise sekundär	wenig Einschlüsse von kleinen Biotiten, feinkörnige Erze und Plagioklas
Umwandlungen	beginnende Uralitisierung, teilweise feinkörnige Zersetzung	ziemlich frisch, am kataklastische Spalt- risse gebundene Chlorit- isierung	überwiegend frisch, kaum chloritisiert, Auslaugungen an Rändern	viele frische Plagioklas, selten Serizitisierung, Saussuritisierung fehlt	keine
Entmischungen	feinkörnige Erzentmischung auf ehemaligen Spaltflächen und an den Korngrenzen	fehlen, zwischen Hornblende und Biotit Ausbildung dünner Erzfilme	kaum stärkere Erzentmischung, bei Sprossung in Hornblende myrmekitartige Entmischung von (?) Feldspatsubstanz	fehlen	fehlen
Gefügeregelung	regellooses Haufwerk, Gefügeregelung durch Biotit und Hornblende aufgelöst	ausgezeichnet; zusammen mit Biotit	ausgezeichnet	verdrängt und zerlegt teilweise Hornblende, schlechte Regelung, nur Aggregate einheitlich geregelt	als Intergranulare unregelt, hervorragende Regelung als Quarzzeilen
Deformationserscheinungen	keine sichtbare Deformation, evtl. schwach rotiert	kaum deformiert, geringfügige Translation an Spaltflächen, wenige Körner mit kataklastischen Rupturen	keine Deformation, schwach verbogene Scheite, sekundäre Infiltration von Plagioklas, Quarz und Erz	schwach verbogene Lamellen; pflasterkörnigen Zerlegung größerer Körner, bruchhafte Ausbildung größerer Rupturen	stark geplättet und teilweise in Subindividuen zerlegt. Intergranulare nicht undulös
Schliffanteil	6% in D 05	5 - 20 - 55%	0 - 10 - 20 - 40%	25 - 30 - 60%	0 - 2 - 10%

Tabelle 5 Mikroskopische Ergebnisse der wichtigsten Komponenten des Gemischten Biotitbändergneises

	Hornblende	Biotit	Plagioklas	Mikroklin	Quarz
Korngröße	mittelkörnig	klein- bis höchstens mittelkörnig	klein- bis mittelkörnig	kleinkörnig, vereinzelt grobkörnig	klein- und mittelkörnig, seltener grobkörnig
Kornform	xenomorph, stark buchtig resorbiert	annähernd idiomorph	gerundet bis hypidiomorph	kleine Körner isometrisch, Blasten xenomorph	xenomorph, unregelmäßig buchtig, selten hypidiomorph
Einschlüsse	gerundete Zirkone mit tiefreichenden pleochroitischen Höfen, Erz, Apatit	Zirkon mit pleochroitischen Höfen, Apatit, Erzpartikel	ungeregelte Apatitnadeln, Zirkon, Biotit; Quarz meist sekundär	Biotit, Quarz, Erz, Apatit und Zirkon	alle anderen Komponenten
Umwandlungen	nur in einigen Schlif- fen völlig zu Chlorit umgewandelt	unbedeutende Umwandlung zu Prochlorit	Serizitisierung nur bei Vorhandensein von Mikroklin, Myrmekitquarze, Albitränder	serizitähnliche Trübung durch völlig resorbierte Plagioklase	keine
Entmischungen	Erzentmischung in Form schmaler Leistchen auf ehemaligen Spaltflächen und an Korngrenzen	unbedeutende feinkörnige Erzentmischung	sehr wenige Antiperthitbildungen mit orientierten Serizitschüppchen	nur größere Blasten enthalten fast immer Perthitentmischungen	fehlen
Gefügeregelung	lagenweise Orientierung zusammen mit Biotit	gut geregelt im stark differenzierten Typ, im weniger differenzierten Typ treten neben Lagen noch unregelmäßige Aggregate und freie Querbiotite auf	grobkörnige Aggregate gut geregelt, gemischte Bänder aus Plagioklas, Mikroklin und Quarz unterschiedlich gut geregelt	größere Blasten unregelmäßig, feinkörnige Mikrokline zusammen mit anderen hellen Komponenten teilweise geregelt	als langausgewalzte Quarzzeilen hervorragend geregelt
Deformationserscheinungen	wenig deformiert, sekundäre Infiltration von Quarz häufig	bruchhafte Deformation nur in Bereichen, die von größeren Rupturen durchzogen werden, sekundäre Infiltration von Plagioklas, Quarz und Erz	Saussuritisierung bei starker Kataklyse, allgemein nur schwach deformiert	Muskovitblastese unter Druckerhöhung. Bruchhaft mit größeren Rissen, die sekundär durch Quarz, Albit und Pyrit verheilt sein können	schwach undulös als Mörtelquarz, ansonsten streifig undulös, um größere Körner gelegentlich von größeren Rupturen durchsetzt
Schliff- anteil	helle Bänder	-	5%	20 - 40 - 60%	20 - 30%
	dunkle Bänder	5%, falls vorhanden	10 - 20%	20%	0 - 5%
					10 - 20%

Tabelle 6

Mikroskopische Ergebnisse der wichtigsten Komponenten der Schlierigen Gneise

	Hornblende	Biotit	Plagioklas	Mikroclin	Quarz
Korngröße	kleinkörnig	mittel- bis grobkörnig	mittel- bis grobkörnig	kleinkörnig, daneben mittel- und grobkörnig	klein-, mittel- und grobkörnig
Kornform	xenomorph, stark buchtig resorbiert	hyp- bis idiomorph, teilweise lange dünne Scheite	xenomorph-buchtig und isometrisch, seltener hyp-idiomorph	isometrisch, große Körner bis hypidiomorph	stets buchtig-xenomorph
Einschlüsse	nur Apatit	Zirkon mit pleochroitischen Höfen, Apatit, Erz	völlig zersetzte Biotite, Apatitstengel, Erze, wenig Zirkon	Plagioklas, Biotit, teilweise bis auf Erzreste abgebaut, Apatit, Zirkon, Pyroxenreste, Quarz	alle anderen Komponenten, vorwiegend Mikroclin
Umwandlungen	teilweise völlig zu Chlorit umgewandelt	Chlorit, Auslaugung an Rändern sehr stark, teils nur noch fetzenartige Relikte	Serizitisierung und Saussuritisierung, Sammelkristallisation von Muskovit, Albitränder und Myrmekitquarze nur teilweise	Serizitähnliche Trübung durch völlig resorbierte Plagioklase und von größeren Rupturen aus	keine
Entmischungen	spärliche Erzführung	feindisperse Erzentmischung in allen zersetzten Biotiten	seltener Antiperthitbildung; eutektisch mit Mikroclin	verschiedene Arten von Perthitbildungen	fehlen
Gefügeregelung	teilweise zusammen mit Biotit	teils scharfgeregelte Schlieren, sonst unregelmäßig wirrstrahlige Aggregate mit vielen freien Querbiotiten	größere Aggregate einheitlich geregelt, teilweise ursprünglicher Kornverband aufgelöst	wenige, kleinere Aggregate einheitlich geregelt	nur als Schlieren geregelt, Pflasterkörner unregelmäßig
Deformationserscheinungen	teils breite, klaffende Spaltflächen	durch Verdrängung häufig stark deformiert. Sekundäre Infiltration von Erz, Plagioklas und Quarz	kaum verbogene Lamellen, wenige Körner von kataklastischen Rupturen durchzogen. Sekundäre Erzführung auf dünnen Spaltflächen	druckbedingte Muskovitblastese, keine größeren Rupturen	stets stark undulös, pflasterkörnige Zerlegung häufig, auch Großkörner in Subindividuen zerlegt, häufig Rupturen, die auf einzelne Quarzkörner beschränkt bleiben.
Schliffanteil	akzessorisch unter 1%, in A 52 5%	1 - 2 - 15 - 20%	30 - 40 - 50%	0 - 5 - 10 - 25%	10 - 25 - 35 - 45%

7.3.1. Pegmatitgänge und Quarz-Feldspatadern

Die beiden unterscheiden sich im Mineralbestand nicht. Während beim Pegmatit eine weitgehende Trennung von Quarz und Feldspatsubstanz stattfand, liegt bei den Q-F-Adern trotz groben Kornes eine intensive Verwachsung beider vor. Für die mikroskopische Untersuchung bieten diese Gesteine wenig Interessantes, da die Frage ihrer Herkunft als s-parallele Einschaltungen weitgehend bereits im Gelände geklärt werden konnte. Die mittels Pointcounter ausgezählten Mineralprozentage sollten nicht als Mengenangabe für den durchschnittlichen Aufbau betrachtet werden, da man bei den gegebenen Korngrößen von manchmal einigen Zentimetern und Dünnschliffflächen von max. 1 cm^2 meist monomineralische Partien betrachtet. Die Hauptkomponenten Quarz, Plagioklas, Mikroklin und Biotit sind stets grobkörnig und deutlich größer als in den anderen untersuchten Schliffen.

Biotit:

Neben den grobkörnigen, vorwiegend idiomorphen Biotitscheiten treten in allen Schliffen stark untergeordnet auch jüngere Sprossungen feinkörniger frischer Biotite auf. Daneben trifft man häufig noch einzelne freie, langgestreckte, dünne Scheite. Neben frischen, idiomorphen Scheiten findet man solche, deren Schmalseiten durch beginnende Chloritisierung auf Spaltflächen korrodiert sind und völlig abgebaute Individuen mit unregelmäßigen Korngrenzen. Neben Biotitaggregaten mit isomorpher Schichtung treten noch radial- und wirrstrahlige Aggregate auf. Letztere sind häufig von Querbiotiten durchsetzt. Die Stärke der feindispersen Erzermischung richtet sich auch bei diesen Gesteinen nach dem Grad ihrer Umwandlung zu Chlorit. Die bei einzelnen Scheiten beobachtete Ausfällung von Rutilnadelchen

in wirrstrahliger Form ist dagegen nicht mit der Chloritisierung zu verbinden. An Einschlüssen besitzen die Biotite nur vereinzelt elliptische eingeregeltere oder runde Zirkone, die stets um ihren Kern abgestufte, pleochroitische Höfe ausgebildet haben. Die intensive Verwachsung von Erz, Apatit und Biotit gilt auch für diese Gesteine, sofern die 3 Komponenten vorhanden sind. Ein unterschiedlich starkes Eindringen von Erz auf Spaltflächen läßt sich auch hier bei den Biotiten erkennen. Bei der Hydrozersetzung können diese dünnen Erzbänder und -spindeln zu Limonit umgewandelt werden. In einigen Schliffen werden die Biotite vorwiegend von Mikroklin verdrängt und teils kräftig korrodiert. Bei der Verdrängung durch Quarz werden auch die vorliegenden Aggregate teilweise aufgelöst. Jüngere Muskovitsprossungen werden vorwiegend // (010) bzw. (110) an Biotite angelagert. Quermuskovite findet man selten. Die wenigen deformierten Biotitscheite dürften bei der Blastese von Quarz bzw. Mikroklin verbogen worden sein, eine tektonische Beanspruchung läßt sich daraus nicht ableiten.

Plagioklas:

In den Quarz-Feldspatadern sind die Plagioklase vorwiegend mittelgroß, daneben treten nur wenige große Körner auf.

In den Pegmatiten treten vorwiegend große Körner auf.

In allen Schliffen sind die allotriomorphen Plagioklase in unregelmäßigen Bereichen schwach serizitisiert. Eine Sammelkristallisation zu unregelmäßigen Muskovitblasten kann in vielen Plagioklasen beobachtet werden. Saussuritisation findet sich hauptsächlich in kalkspatführenden Schliffen.

Durchschnittlich liegen die An-Gehalte mit 22 - 28 - 35 - 41 recht hoch. Verzwillingung ist in den einzelnen Schliffen

unterschiedlich stark beteiligt. Auch die polysynthetischen Lamellen können eng- oder weitständig auseinandergezogen sein.

Individuen mit gekreuzter Verzwillingung nach verschiedenen Zwillingsgesetzen fehlen. In Schliffen mit Mikroklinführung treten wiederum die bekannten Erscheinungen wie Myrmekit- und Albitrandbildungen, seltener Mikropegmatite auf. An Einschlüssen finden sich in Plagioklas rundliche Erzkörnchen, kleine Apatite und Zirkone. Idiomorphe Apatitstengel wurden nicht beobachtet. Kalkspatabscheidungen auf Korngrenzen, die teilweise etwas in den Kern hineinwachsen, treten in einigen Plagioklasaggregaten auf. In einem pegmatitischen Handstück aus den Grauen Gneisen befanden sich im Quarzkern kleine hellgraue Kügelchen von max. 1 mm Durchmesser. Diese Kügelchen sind kleine Plagioklasreste (vermutlich aus den Grauen Gneisen herausgelöst), die sehr hohe An-Gehalte von 40 besitzen. Die Ausfällung von Plagioklas und Mikroklin erfolgte in den Pegmatiten nahezu beim Eutektikum. Zeugnis davon sind die großen Blasten, die aus Plagioklas und Mikroklin gemischt aufgebaut sind. Die nicht exakt abgrenzbaren Bereiche von Mikroklin und Plagioklas greifen hierbei mit sehr unregelmäßig fetzenartigen Begrenzungen ineinander über. Auffallend ist auch hier eine äußerst dichte, flächig orientierte Perthitentmischung in vielen Mikroklinen, wie sie ähnlich beim Schlierigen Gneis mit Biotitaggregaten beobachtet wurde. Eine deformative Beanspruchung zeigen nur wenige verzwillingte Individuen in Form schwach verbogener Lamellen.

Mikroklin:

Die mittel- und häufig grobkörnigen, allotriomorphen oder angenähert hypidiomorphen Mikrokline besitzen meist bei Verdrängung durch Quarz stark buchtige Korngrenzen, während zwischen Plagioklaszwillingen und Mikroklin die Korngrenzen gezahnt sind. Die Gitterung der Mikrokline ist fast immer scharf und teilweise auch bei größeren Körnern recht fein. Neben film- und fadenperthitischen, teils verbogenen Lamellen, tritt auch in Pegmatiten Cleavelandit mit $An_0 - 8$ auf. Die überwiegende Zahl der Perthite ist optisch einheitlich, aber nicht zu den Kristallachsen orientiert.

Vorwiegende Einschlüsse sind Biotite, stark myrmekitisierte Plagioklase oder solche mit Albiträndern und stark serizitisier-tem Kern. Mehrere Körner, die in einem Mikroklinkorn eingeschlossen sind, besitzen optisch einheitliche Gipsregelung. Größere kantengerundete Quarzstengel und Muskovitsprossungen treten häufig an Schwächezonen wie unverheilten Spaltrissen oder kataklastischen Rupturen auf. Viele Mikrokline der Pegmatite besitzen eine serizitähnliche Trübung in wolkigen Bereichen oder von Spaltrissen aus vordringend. Kalkspatfetzen konnten in Schliff D 162 beobachtet werden. Mikroklin verdrängt und korrodiert in Pegmatiten vorwiegend die Biotite.

Quarz:

Die vorwiegend grobkörnigen Quarzkörner sind allotriomorph, mit stark buchtigen oder höchstens angenähert isometrischen Formen. Die Auslöschung ist bei Quarz-Feldspatadern deutlich undulös streifig, teilweise in Feldern unterteilt, bei Pegmatiten schwach undulös; einige Körner besitzen auch einheitliche Auslöschung. Auch bei der tektonischen Beanspruchung zeigen sich deutliche Unterschiede. Während bei den Quarz-Feldspatadern häufig gröbere kataklastische unverheilte Rupturen

die Quarze und benachbarten Mikrokline durchsetzen und Mörtel-quarze verbreitet sind, fehlen bei den Pegmatitquarzen Anzeichen einer Deformation. Teilweise liegen eutektische "schriftgranitähnliche" Verwachsungen von Quarz und Mikroklin vor. Vorwiegende Einschlüsse im Quarz sind unregelmäßig geformte Mikrokline. Untergeordnet treten noch Einschlüsse von etwas Biotit, Plagioklas, Erz, Titanit und Apatit auf. Eine sekundäre Erzführung in Form feiner Schnüre auf Spalt-rissen kann auch in Pegmatiten auftreten. Die Sprossung freier Muskovite erfolgt häufig auf den Korngrenzen größerer Quarz-partien. Eine meist auf die Randpartien beschränkte Unter-teilung in optisch kleinere und anders orientierte Teilbe-reiche größerer Quarzblasten mit durchziehenden Porenzügen kann besonders in Q-F-Spatadern auftreten. Die an pegmatiti-schen Handstücken oft zu beobachtende rhythmische Streifung der Quarze läßt sich im Dünnschliff nicht erkennen; nur gelegentlich findet man optisch anders orientierte Innen-partien größerer Blasten.

Akzessorien:

Neben wenigen gerundeten Apatiten und Zirkonen findet man in geringer Beteiligung Erzpartikel, etwas Titanit und in einem Fall Reste völlig zersetzter Hornblende. Eine geringe Muskovitsprossung tritt in allen Schliffen auf. Die spätere Verkittung von Klüften durch Kalkspat oder Chlorit tritt nur in einigen Schliffen auf. Mineralien der Epidotgruppe fehlen.

7.3.2. Aplite

Die stets feinkörnigen Aplite treten sowohl als mächtige Störungsfüllungen als auch als wenige Zentimeter mächtige Einschaltungen besonders in den Grauen Gneisen auf. Die normalen Aplite bestehen aus einer makroskopisch gerade noch erkennbaren Verwachsung von Quarz und Feldspat, mit einem recht geringen Biotitanteil. Aplite mit einem makroskopisch sichtbar höheren Biotitgehalt werden Biotitaplite genannt. Zwischen beiden Typen existieren Übergänge.

Biotit:

Die durchweg kleinkörnigen bis höchstens mittelkörnigen idiomorphen Biotite liegen in den einzelnen Schliffen als unregelmäßige Aggregate mit Querbiotiten oder als recht gut geregelte Einzelkörner vor. Die Umwandlung zu Chlorit ist unterschiedlich stark und geht stets zusammen mit einem stärkeren Abbau der vorhandenen Korngrenzen. Entmischungen wirrstrahliger Rutilnadelchen sowie Eisenerz, das durch Hydrozerersetzung zu Limonit umgewandelt werden kann, finden sich dabei in vielen Körnern. Die Biotitscheite besitzen häufig Erzführung auf Spaltflächen, daneben in ähnlicher Erscheinungsweise Quarz, Orthit und Muskoviteinschaltungen. Die übrigen Orthite und Muskovite sind parallel angelagert oder senkrecht auf Biotit aufgewachsen. Auch eingeschlossene, teils idiomorphe und mitunter noch frische Zirkone (pleochroitische Höfe fehlen zeitweise) sind stets eingeregelt. Gerundete und idiomorphe Apatite und idiomorpher Pyrit treten untergeordnet eingeschlossen als Einzelkörner auf. Die Biotite sind in allen Apliten deutlich mit Erz, Apatit, Zirkon und -so vorhanden- Titanit, Orthit und Molybdänglanz

verwachsen. Verdrängt und teilweise korrodiert und deformiert werden die Biotitscheite durch die jüngeren Hauptkomponenten Plagioklas, Mikroklin und Quarz. Zur Ausbildung von Auslaugungsändern kommt es im wesentlichen nur durch Plagioklasblasten.

Plagioklas:

Die überwiegend klein- bis höchstens mittelkörnigen Plagioklase besitzen meist xenomorphe, stark buchtige Korngrenzen, seltener liegen hypidiomorphe Individuen vor. Die gemessenen An-Gehalte schwanken zwischen 15 - 37 und liegen im Mittel etwa bei An_{24} . Die Mehrzahl der Plagioklase sind unverzwilligt. Einfache polysynthetische Zwillinge nach dem Albitgesetz besitzen meist unscharfe Lamellen, deren einzelne Abstände recht unterschiedlich sind. Gekreuzt lamellare Zwillinge fehlen in den Apliten. In einigen Körnern laufen die Lamellen spitzig im Korn aus. Die Körner sind durchweg serizitisiert. Die Serizitisierung tritt in Form unscharf begrenzter Bereiche, als selektive Auswahl einer Schar von Lamellen und von gröberen Rissen ausgehend, auf. Saussuritisierung von Plagioklasen spielt keine wesentliche Rolle. In den Apliten sind auffallend viele Plagioklase meist "sanduhrförmig" zonargebaut. An Einschlüssen treten in Plagioklasen stark chloritisierte Biotite, runde und stengelige Apatite, Zirkon, Titanit, idiomorpher Pyrit und Molybdänglanz auf. Die Wechselreaktionen zwischen Mikroklin und Plagioklas fehlen auch hier nicht, wie Ausbildung von teils tiefgreifenden Albiträndern, Myrmekitquarzen und Serizitisierung zeigt. Eine Messung für die Auslöschungsumkehr der Lamellen gegen den Kern ergab für den Kern An_{37} , für den albitisierten Rand An_{16} .

Plagioklas und Mikroklin scheinen teilweise nahezu eutektisch ausgefallen zu sein, wie häufig nicht fixierbare Korngrenzen zwischen Mikroklin und Plagioklas, Einschlüsse gerundeter Mikrokline in Plagioklas und gezahnte Grenzen zwischen beiden zeigen. In einigen Schliffen liegen gemischt aufgebaute Körner von Plagioklas und Mikroklin vor; dabei nimmt der Plagioklas im Mikroklinkorn größere, unscharf begrenzte, fetzenartige Bereiche ein. Neben Einschlüssen einzelner größerer Quarzkörner finden sich in geringer Zahl mikropegmatitische Verwachsungen von Quarz und Plagioklas. Die Plagioklase bilden keine Aggregate, sondern sind unregelmäßig im Schliff verteilt, dabei werden sie häufig von Mikroklin und Quarz verdrängt, was bei verzwilligten Plagioklasen zu einer schwachen Verbiegung der Lamellen führen kann. Eine stark deformative Beanspruchung zeigen viele Schliffe von Apliten in Form grober, teils unverheilter, teils mit Quarz verkitteter Risse, die durch mehrere Körner verschiedener Art hindurchsetzen. Offene Risse, die durch Quarz hindurchsetzen, zeigen bei der Fortsetzung in Plagioklas Füllungen von Plagioklaszerreißel. Bei polysynthetisch verzwilligten Plagioklasen deutet sich diese Fortsetzung nur durch ein Aussetzen der Lamellierung in Rißbreite an, da die Plagioklaszerreißel hier postdeformativ wieder rekristallisiert sind.

Mikroklin:

Die überwiegend klein- bis höchstens mittelkörnigen Mikrokline haben buchtig-xenomorphe, angenähert isometrische, hypidiomorphe oder idiomorphe Gestalt. Die Gitterung ist allgemein scharf und besonders bei kleineren Körnern und neben stark serzitisierten Plagioklasen sehr fein. Im allgemeinen bilden auch die Mikrokline keine Aggregate, sondern liegen unregelmäßig

im Schliff verteilt vor, wobei sie häufig buchtig gegen Plagioklas vordringen. Verzwillingungen nach dem Karlsbader Gesetz treten bei Mikroklinen häufig auf. Die verbreitesten Einschlüsse in Mikroklinen sind serizitisierte und teils myrmekitisierte runde Plagioklase, mit und ohne Albitrandbildungen sowie gerundete und hypidiomorphe Quarze. Mehrere Einschlußplagioklase in einem Mikroklinkorn besitzen stets gemeinsame Orientierung. Seltener findet man Erzeinschlüsse, idiomorphe, unregelmäßige Apatitstengel, Zirkon, Orthit und Biotit in stark umgewandelter Form. Jüngere, teils mächtige Muskovitblasten trifft man in vielen Mikroklinen. Die Mehrzahl der Mikrokline sind recht frisch, vereinzelte Trübungen gehen meist von gröberen Rupturen aus. Perthitentmischungen treten bevorzugt in Mikroklinen mit grober, unscharfer Gitterung auf und besitzen keine parallele Orientierung zu den Kristallachsen, meist sind sie auch untereinander nicht einheitlich orientiert. Eine nachträgliche Ausfällung von Albit auf den Intergranularen zwischen mehreren Mikroklinkörnern kann gelegentlich auftreten.

Quarz:

Auch die Quarze sind vorwiegend klein- bis mittelkörnig, stets xenomorph-buchtig und nur schwach geregelt bzw. geplättet. Häufig füllen sie Intergranulare zwischen früher ausgefällten Körnern. Vorwiegende Einschlüsse sind Erze verschiedener Kornformen und Titanite, daneben Mikrokline und Plagioklase sowie sehr wenig Biotit und Zirkon. Apatite findet man sowohl in abgerundeter als auch idiomorph-stengelig-ger Form. Einige Quarze enthalten optisch nicht weiter auflösbare kleine Schüppchen. Quarz verdrängt und korrodiert vorwiegend die Biotite. Neben optisch anders orientierten

Subindividuen treten auch größere Quarzblasten auf, deren Kerne gegenüber dem Rand eine andere optische Orientierung besitzen. In einigen Schliffen zeigen die Quarze nur flau undulöses Auslöschen, neben häufigen Quarzpflastern, in anderen scharf streifige Auslöschung, die teilweise in Felder unterteilt ist. Rupturen an Quarzkörnern bleiben teils auf ein Korn beschränkt oder setzen durch mehrere, auch andersartige Körner hindurch.

Akzessorien:

Außer teils idiomorphen und frischen Zirkonen treten in einigen Schliffen noch größere gerundete und kleine idiomorphe Apatitstengel auf. Sicher ließen sich im Dünnschliff an Erzen Magnetit, Pyrit, Molybdänglanz und Titanit erkennen. Eine stärkere Muskovitblastese tritt besonders in Mikroklinen auf, untergeordnet tritt er noch als parallele An- oder Einlagerung in Biotit auf. Vereinzelt wächst Muskovit auch quer auf Biotit auf.

Orthit tritt vergesellschaftet mit Biotit in Apliten mit relativ hohem Biotitanteil auf. Die mit 100 - 500 - 700 - 1200 μ recht großen, stets länglich gestreckten und kantengerundeten Körner dürften zeitlich etwa nach dem Apatit ausgefallen sein, da sie häufig runde Zirkone und Apatite sowie etwas Erz einschließen. Sie selbst liegen als eingeregelter Einschluß oft in Biotit. Die Orthite sind schwach radioaktiv, wie an der Umgebung dunkler Ränder bzw. pleochroitischer Höfe zu erkennen ist. Eine einfache Verzwillingung nach (100) besitzt etwa die Hälfte der vorliegenden Körner (s. Abb. 43). Die Pseudomorphose von Chlorit nach Orthit ist bei einzelnen Exemplaren bereits weit fortgeschritten und mit einer starken, feindispersen Erzentmischung gekoppelt.



Abb. 43 Einfacher, nach (100) verzwillingter Orthit (Bildmitte). Rechts unverzwillingter Orthit in Dunkelstellung. Links davon Orthitkorn, das nahezu Dunkelstellung erreicht hat. (Schliff D 166, Vergrößerung 125fach, + Nicols)

7.3.3. Kluftfüllungen

Die im Handstück meist unter 1 mm dünnen, bändchenförmigen Chlorit- und Epidotfüllungen sowie die teils massigen Kalkspataggregate treten nur in tektonisch stark beanspruchten, teils mylonitisierten, teils brekziierten Handstücken auf. Alle Kluftfüllungen bestehen aus äußerst feinkörnigen Aggregaten, deren runde Einzelkörner wenige 10-er μ nicht überschreiten. Kluftfüllende Minerale sind im wesentlichen Chlorit, Epidot, Kalkspat und Quarz.

Chlorit:

Die im Dünnschliff dunkel- oder hellgrünen Chlorite treten einmal allein in Form feinkörniger Aggregate als Füllung gröberer Rupturen auf, zum anderen als haarfeine Äderchen, bevorzugt auf Quarzspalten oder die Korngrenzen der Plagioklase nachzeichnend. Die letzte Beobachtung tritt besonders bei Schliffen, die aus stärker vererzten Handstücken angefertigt wurden, auf und dürfte eine Ursache für die Grau- bzw. Grünfärbung der Plagioklase und Quarze in diesen Handstücken sein.

Ausgezählt wurden nur größere gang- oder aggregatförmige Chlorite, da sich die feinen Haarrisse bei dem vorgegebenen Raster nicht erfassen lassen. Zum anderen treten jüngere wirrstrahlige Chloritsprossungen in vererzten Handstücken rund um Erzkerne auf (s. Abb. 44).



Abb. 44 Wirrstrahlige Chloritsprossung auf Spaltflächen und Korngrenzen von Erzkerne.
(Schliff D 141, Vergrößerung 65fach, + Nicols)

Zusammen mit Chlorit kann in den Kluftfüllungen noch Epidot oder Kalkspat auftreten.

Epidot:

Die Ausfällung feinkörniger Epidote auf Rupturen zusammen mit Chlorit ist sicher jünger als dieser, da die Chlorite stets zuerst auf den Rändern der offenen Spalten abgeschieden wurden, während die Epidotbänder in der Mitte liegen. Zeitgleich darf man die feinkörnige Pistazitsprossung in isomorpher Schichtung mit Biotit oder als randliche Anlagerung auffassen, da beide meist in demselben Schliff auftreten.

Kalkspat:

Kalkspat tritt zusammen mit Chlorit untergeordnet als Kluftmineral auf und ist in diesem Fall jünger als der Chlorit, da für ihn dieselben Beobachtungen gelten wie für Epidot (s. Abb. 45). Die Altersbeziehung zwischen Kalkspat und Epidot kann

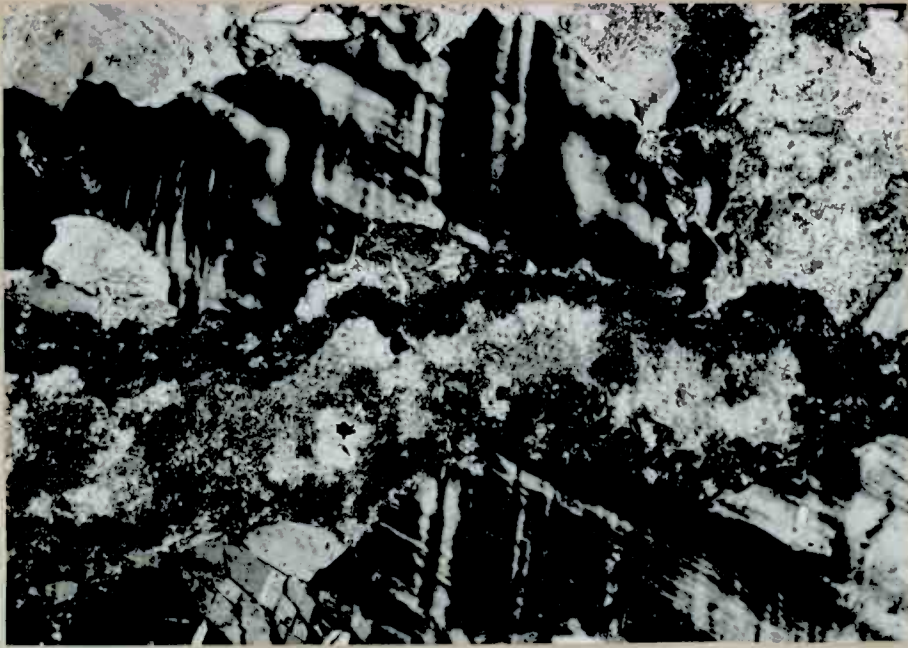


Abb. 45 Postkristallin
aufgespaltetes Mikroklinkorn,
das postdeformativ mit Kalk-
spat und Chlorit gefüllt
wurde. Älterer Chlorit
(schwarz) wurde an den Rän-
dern, jüngerer Kalkspat
(weiß und hellgrau) in der
Mitte abgeschieden.
(Schliff D 129,
Vergrößerung 65fach,
+ Nicols)

durch Schliffbeobachtungen nicht geklärt werden, da beide nicht zusammen bzw. in Verwachsung auftreten. In der Kalkspatbrekzie (Schliff D 129) haben die Kalkspäte die durch Tektonik brekzierten Gesteinsbrocken (im wesentlichen Rote Gneise) nachträglich verbacken. Neben den äußerst feinen Kalkspataggregaten lassen sich im Handstück noch kleinere Kalkspatkristalle erkennen. Eine beginnende Verdrängung durch Kalkspat kann besonders an Plagioklasen beobachtet werden. Sowohl die Chlorit-Epidot- als auch die Chlorit-Kalkspatgängchen können durch jüngere Quarzäderchen, die ihrerseits noch deformiert und in Subindividuen zerlegt wurden, versetzt werden (z.B. Schliff D 59).

Tabelle 8

Ausgezählte Zusammensetzung der Erze und ihrer Gesteine
(Sammelauszählung aus Dünn- und Anschliffen, daher
Summe \neq 100 %)

	Amphib. Bänd. Gneis	Gemischter Biotitbändergneis									Schlieriger Gneis					Peg- ma- tit	Ap- lit
Schliffnummer	177	4B	73	1B	1D	179	139	90	180	1F	100	142	143	168	10	141	21
Hornblende	13,69	-	-	-	11,29	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Molybdänglanz	10,01	0,63	0,85	0,22	0,17	3,98	-	1,29	-	0,08	0,32	0,13	0,46	0,19	0,14	-	2,19
Magnetit	0,75	6,16	1,28	0,32	1,22	2,32	0,35	3,32	0,13	2,91	6,56	1,19	1,74	-	1,44	-	0,56
Magnetkies	2,54	0,24	1,22	0,07	0,15	0,37	2,03	0,90	0,05	0,04	-	0,88	0,69	-	1,75	0,29	?
Pyrit	2,32	2,01	0,54	0,13	1,11	0,57	3,30	1,46	1,03	1,06	2,62	4,19	2,48	1,01	2,04	2,21	1,31
Kupferkies	1,06	0,96	0,41	0,08	0,78	0,48	1,92	0,56	0,04	0,05	1,44	2,93	1,62	0,27	1,96	4,87	0,21
Zinkblende	0,13	0,04	0,25	0,06	0,19	0,27	0,29	-	0,14	0,37	0,82	0,03	0,24	0,31	0,15	0,10	0,28
Markasit	Spur	-	0,74	-	-	0,42	0,23	0,17	-	0,14	Spur	0,12	0,22	-	0,03	-	-
Biotit	15,37	5,96	3,10	1,95	8,64	8,37	6,08	4,20	1,86	2,72	2,65	4,40	7,81	5,59	7,45	3,86	5,94
Plagioklas	26,21	38,44	15,88	23,27	32,61	15,65	34,58	13,68	20,78	39,25	32,66	17,12	23,16	19,20	21,59	4,69	15,63
Mikroklin	0,19	11,22	-	-	9,24	-	35,55	-	-	15,88	21,16	24,36	9,11	33,56	39,36	56,08	43,30
Quarz	27,80	35,21	75,37	73,99	32,60	69,85	17,12	72,26	73,72	34,46	33,27	45,19	54,31	38,26	25,67	23,71	25,62
Apatit	1,40	0,08	0,66	0,15	0,57	0,77	0,37	0,51	0,42	0,43	0,27	0,47	0,27	0,32	0,34	-	0,91
Zirkon	0,16	0,08	0,16	0,06	0,33	0,42	0,14	0,25	0,11	0,19	0,44	0,39	0,27	0,11	0,12	-	0,06
Muskovit	-	0,15	1,06	-	0,75	-	-	-	0,17	0,56	0,35	-	-	0,04	0,03	0,36	1,42
Myrmekit	-	0,26	-	-	0,27	-	-	-	-	0,89	0,38	0,25	0,36	0,90	1,03	2,86	1,09
Orthit	-	-	-	-	0,78	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Kalkspat	-	-	-	-	0,15	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Titanit	-	-	-	-	0,72	0,35	-	0,68	1,46	-	1,10	Spur	-	0,24	-	-	0,34

8. Ergebnisse der erzmikroskopischen Anschliffuntersuchungen

Von den überwiegend aus den Schußprofilen E - E' bis H - H' entnommenen Erzproben wurden maschinell 17 sich entsprechende Dünn- und Anschliffe hergestellt. Schon bei einer Übersichtsdurchmusterung der Anschliffe zeigte sich ein ziemlich einheitlicher Erzmineralbestand, dem Besonderheiten weitgehend fehlen.

8.1. Beschreibung der Erzminerale

Bei Betrachtung der Schliffflächen zeigt sich, daß in fast allen Schliffen, die Biotite (und gegebenenfalls Hornblenden) in Form s-paralleler Lagen, Schmitzen oder unregelmäßiger Aggregate aufweisen, die Vererzung stets deutlich mit diesen vergesellschaftet ist, während die Quarz-Feldspatpartien meist arm vererzt oder erzfrei sind. Die Erzminerale besitzen Korngrößen zwischen 1 mm und 0,01 mm und lassen sich teilweise mit bloßem Auge bestimmen. Im einzelnen treten die folgenden Erzminerale auf, welche entsprechend ihrer vermutlichen Wiederausscheidungsfolge nacheinander behandelt werden (die in Klammern angeführten Zahlen beziehen sich auf den Anschliff des betreffenden Handstücks). Die Prozentgehalte der einzelnen Schliffe sind in Tabelle 8, S. 118, wiedergegeben.

8.1.1. Molybdänglanz:

U.d.M. ist Molybdänglanz reinweiß mit schwach bläulichen bis schiefergrauen Rändern. Seine auffallenden optischen Eigenschaften, wie Reflexionsvermögen, Doppelbrechung und Anisotropie-Effekte schließen eine Verwechslung mit den anderen hier auftretenden Erzminerale aus. Die hypidiomorphen bis idiomorphen Molybdänglankristalle sind meist als hexagonale Prismen ausgebildet; Ansätze von Bipyramiden sind stets durch die Basispedien begrenzt. In der Mehrzahl der Schliffe sind die Prismenkanten abgerundet, aber besonders in Schliffen des Imprägnationserztyps, die wenig Molybdänglanz enthalten, treten idiomorphe, scharfkantige Prismen

auf. Alle Molybdänglanzkrystalle besitzen deutliche, geradlinig verlaufende, teilweise sich kreuzende Schleifkratzer, die bei Basisschnitten zu einem undeutlichen Chagrin verwischt sind. Das gleiche Chagrin zeigt eine Abart des Molybdänglanzes, die in allen Schliffen mit höheren Molybdänglanzgehalten beobachtet werden konnte. Es handelt sich dabei um eine allmähliche Umwandlung von Molybdänglanz zu Molybdänocker im Bereich der Atmosphäriten, die mit einer ebenso allmählichen Änderung der optischen Eigenschaften verbunden ist. Dabei sinkt das Reflexionsvermögen, die Doppelbrechung wird niedriger und die Anisotropie-Effekte bei + Nicols verschwinden. In den meisten Fällen ist dann das Molybdänglankorn in einem einheitlichen Stadium der Umwandlung. Bei anderen Körnern beginnt die Umwandlung an den Basispedien, während das Innere des Korns unverändert bleibt (A 21, 100). In Schliffen, deren Handstücke makroskopisch erkennbaren Molybdänocker enthielten, ließ sich dieser u.d.M. nicht mehr feststellen, da das weißgelbe, erdige Pulver beim Schleifen leicht ausbricht. Die deutlich parallel orientierten Molybdänglanzlagen des Fahlbänderztyps werden u.d.M. zu grobepitaxialen Massen aufgelöst, in denen sich nur noch eine schlechte Orientierung feststellen läßt (s. Abb. 46 und 47).

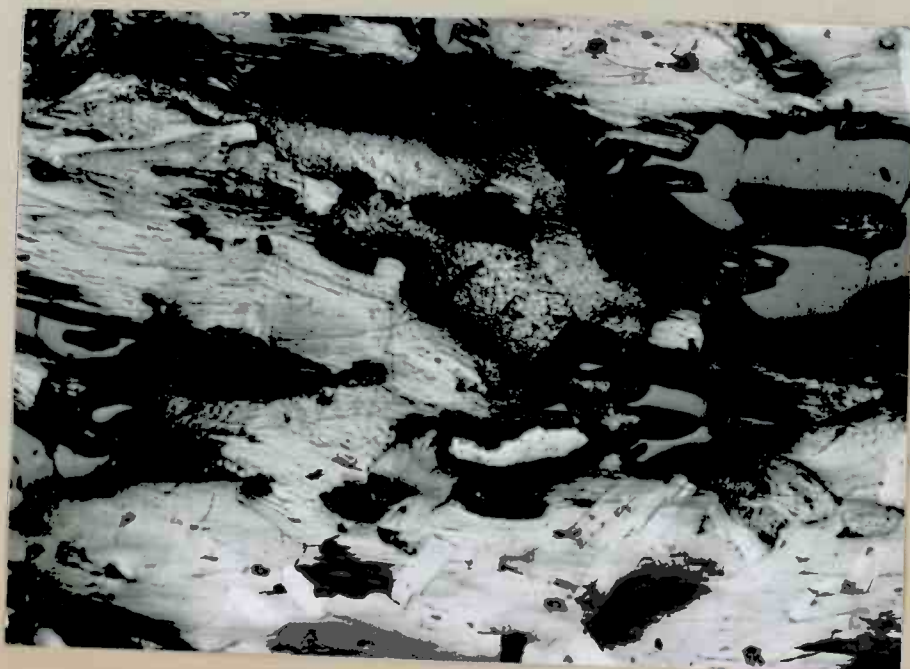


Abb. 46 Orientierte Molybdänglanzlage mit teils schwach verbogenen Individuen und deutlichen Schleifkratzen. In der Bildmitte liegt ein Molybdänglankorn mit beginnender Umwandlung zu Molybdänocker (auffälliges Chagrin).
(Schliff A 177, Vergrößerung 65fach, // Nicols)

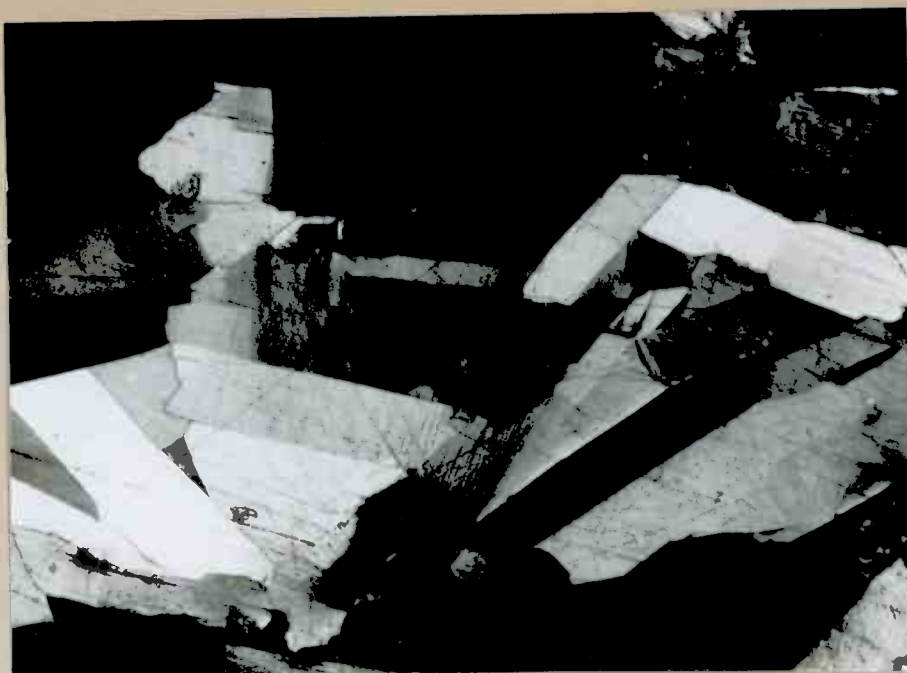


Abb. 47 Dichte, spätige Lage von Molybdänglankristallen mit deutlichen Schleifkratzen.

(Schliff A 177, Vergrößerung 125fach, + Nicols)

Die Individuen dieses Erztyps sind ziemlich stark druckbeansprucht und dabei winklig oder s-förmig verbogen, häufig verbunden mit einem randlichen Auffiedern der Kristalle parallel zur c-Achse. Bei gekreuzten Nicols zeigen die meisten Kristalle dieses Erztyps eine undulöse Auslöschung. Die Korngrößen schwanken zwischen 50 und 1000 μ , durchschnittlich liegen sie bei 100 bis 400 μ für die c-Achse, für die kürzeren Achsen wurden Werte von 10 bis 150 μ ermittelt. Das normale Längen-Breitenverhältnis liegt bei 4:1 bis 3:1. Die Einzelkristalle des Molybdänglances enthalten keine Einschlüsse. In Aggregaten von Molybdänglanz findet man häufig Quarz, Biotit, Feldspat, Apatit und Zirkon, daneben Magnetit, Pyrit und Kupferkies (A 4B, 142, 177, 179). Dabei ist besonders der Kupferkies in die aufgefiederten Molybdänglanzwickel eingewandert (A 1F, 177). Die Verwachsung mit Biotit erfolgt in kurzspießig-verzahnter Form, wobei der Molybdänglanz häufig die Zwickel zerbrochener Biotite füllt (A 4B, 21, 73, 143, 177, 179). Eine parallel zum s-Gefüge orientierte Verwachsung zwischen Biotit und Molybdänglanz trat in Schliff 1C auf. Die Minerale Magnetit, Magnetkies, Pyrit und auch Kupferkies können neben Molybdänglanz auftreten, sind dann aber stets durch eine scharfe Grenze vonein-

ander getrennt. Durch Quarz wird Molybdänglanz in Schliff A 143 verdrängt.

8.1.2. Magnetit

U.d.M. ist Magnetit hellgrau bis schwach rosa und stets anisotrop. Die auftretenden Kornformen sind allotriomorph, daneben häufig hypidiomorph. Bei hypidiomorphen Kristallen sind meist ein oder zwei Flächen eben ausgebildet und schließen einen stumpfen Winkel ein, während die anderen Kristallflächen stark verbogen sind. Alle Körner sind mehr oder weniger stark durch Druckbeanspruchung ausgelängt worden und besitzen eine schwache Orientierung. Die Auslängung schafft Längen-:Breitenverhältnisse der Einzelkristalle von maximal 4:1, normalerweise 3:1 bis 2:1. Die Korngrößen schwanken von über 1000μ bis zu submikroskopisch feinen, tröpfchenförmigen Entmischungen von unter 10μ (s. Abb. 48).

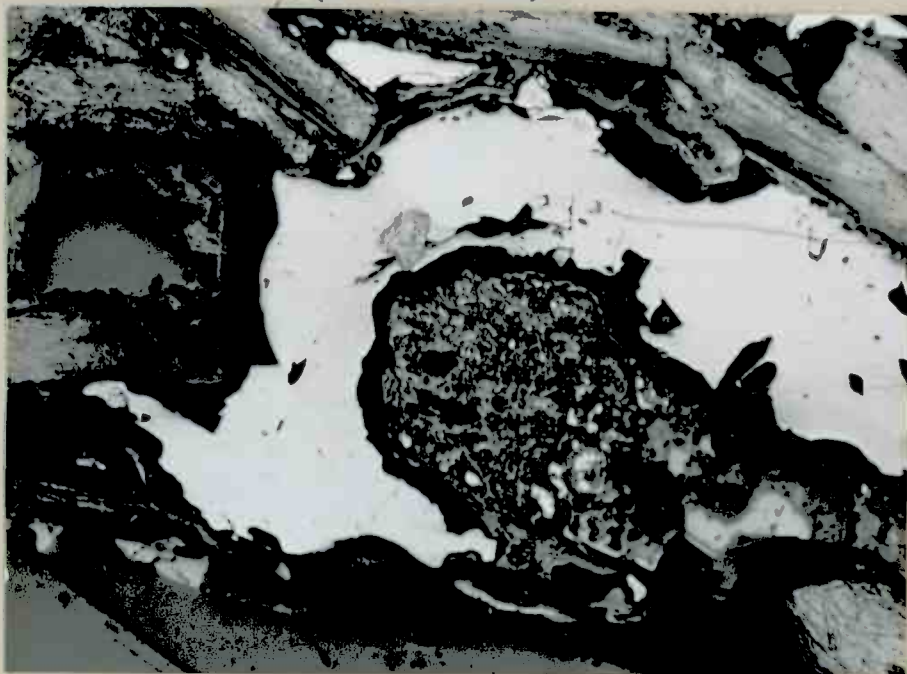


Abb. 48 Submikroskopisch feine Entmischung von Magnetit- und Pyritkörnchen, die von Kupferkies (weiß) umwachsen sind. Randliche Umgebung von Molybdänglankristallen.
(Schliff A 177, Vergrößerung 125fach, // Nicols)

Die durchschnittlichen Korngrößen bewegen sich zwischen 100 und 400μ . Dabei gilt allgemein für alle Erzminerale, daß mit höheren Prozentgehalten des betreffenden Erzes im Schliff auch die Korngrößen zunehmen (Hinweis auf Sammelkristallisation).

Die Grenze der Magnetitkristalle zu den anderen gesteinsbildenden Mineralien ist scharf und ohne erkennbares Relief. Durch (?) unsachgemäßes Schleifen sind größere, unregelmäßig-eckige Partien aus dem Inneren oder dem Rand der glattgeschliffenen Oberfläche der Magnetitkristalle ausgebrochen. Die Spaltbarkeit nach (111) ist schwach ausgebildet, Schleifspaltbarkeit fehlt. Echte Einschlüsse sind selten und bleiben auf einzelne Kristalle beschränkt, da die Erzminerale meist ungleichmäßig in den Schliffen verteilt sind und es zu keiner massigen Konzentrierung kommt. Weit verbreitet sind dünne Ilmenitleistchen in den Magnetitkörnern (Abb. 49), (A 1F, 46, 90, 100, 143, 179) und schmale, das Magnetitkorn teilweise oder ganz umrahmende Säume von Titanit (Abb. 50), (A 1B, 1C, 1D, 1F, 90, 100). Die Einschlüsse oder Entmischungen von Ilmenit in Magnetit verlaufen als 20 - 30 μ dicke Lamellen entweder parallel zu den Rändern des langgestreckten Magnetitkorns und/oder folgen der Spaltbarkeit nach (111). Beim Ausbrechen oder durch Verwitterung bleiben diese Ilmenitlamellen als Gerüst erhalten und zeichnen den ehemaligen Kornverlauf nach.



Abb. 49 Magnetitkorn mit Entmischung feinkörniger, rechtwinklig zueinander orientierter Ilmenitleistchen. (Schliff A 100, Vergrößerung 125fach, + Nicols)

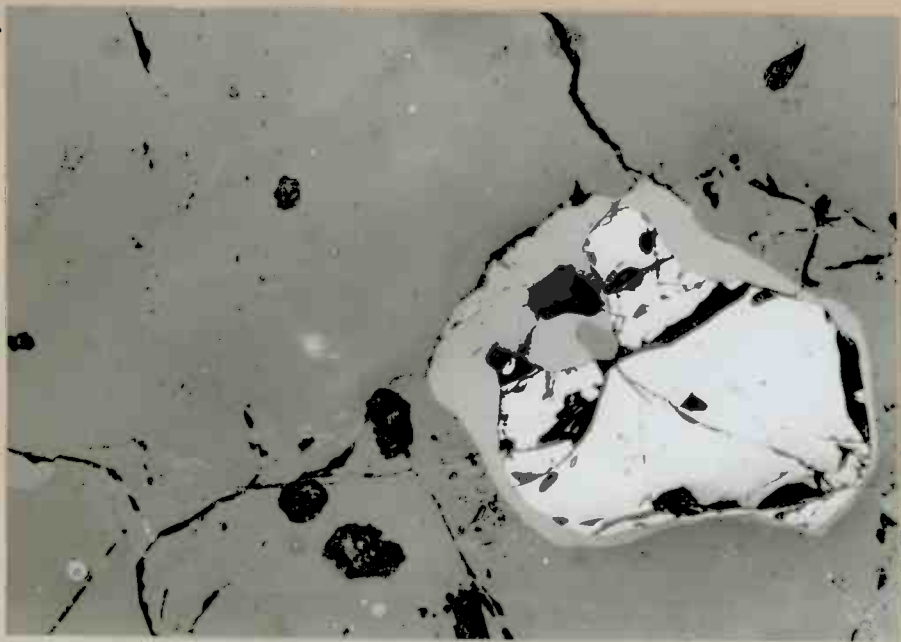


Abb. 50 Rundliches Magnetitkorn, das von einem unterschiedlich dicken, sekundär gebildeten Titanitsaum umgeben wird.
(Schliff A 100, Vergrößerung 125fach, // Nicols)

Die Titanitsäume zeichnen in 10 bis 30μ dicken Rändern die Konturen der Magnetitkörner teilweise oder ganz nach. Bei größeren Körnern erfolgt die Umwandlung zu Titanit stets vom Rand aus, während das Innere des Korns davon nicht erfaßt wird. Einzelne kleinere Körner wurden dagegen völlig zu Titanit umgewandelt. Die Entstehung der Titanitsäume als Entmischung von titanhaltigen Magnetiten ist im Rahmen der Metamorphose, die in ihren letzten Stadien eine Kalziumzufuhr (Kalkspatbrekzien auf Störungen und Kalkspatflächenbelege im Bereich der alten Grube Øvre Flottorp) bewirkte, zu erklären.

Alle anderen Einschlüsse treten pro Schliff nur in einem oder zwei Körnern auf. Für eine gesicherte Altersabfolge lassen sich diese Beobachtungen daher nicht verwenden. An gesteinsaufbauenden Komponenten tritt einmal abgerundeter Quarz als Einschuß auf (A 4B, 1C, 90, 1F), zum anderen Zirkon (A 1D, 1F, 4B, 100, 180). Die Vergesellschaftung mit Biotit ist so auffällig, daß sie bereits im Anschliff ohne Mikroskop erkannt wird. U.d.M. zeigt sich, daß sowohl Magnetit häufig in die Zwickel zerbrochener Biotite eingedrungen ist (A 4B, 1C, 73, 90, 139, 142, 143), beide aber auch in spitzen langspießigen Formen

miteinander verzahnt verwachsen sind. Ebenso werden Reste von Biotit durch mehrere Körner von Magnetit völlig umschlossen (A 4B, 90, 143, 179). Eine Abart des sonst grobkristallin entwickelten Magnetits in Form feinsten, submikroskopisch kleiner Körner trat sowohl im Pyrit (A 1D, 4B, 177) als auch in grobkörnigem Magnetit auf (A 1B, 73, 100). Dabei liegen die tröpfchenförmigen Magnetite in unregelmäßigen Hohlräumen des im Inneren deutlich zersetzten Wirtkristalles.

Die deutliche Vergesellschaftung einiger Erzkomponenten miteinander führt kaum zu echten Verwachsungen oder Verdrängungen. Zwar liegt Magnetit immer zusammen mit Magnetkies vor, sofern beide Komponenten in dem Schliff auftreten; die Berührungsflächen beider Minerale sind aber meist gerade oder schwach konvex bzw. konkav und geben keinen sicheren Hinweis, welches der beiden Mineralien früher ausgeschieden wurde (A 1F, 73, 90, 100, 139, 143, 179). Ansätze von Verdrängungen lassen sich dagegen bei den jüngeren Ausscheidungen, wie Pyrit, Kupferkies, Zinkblende, Markasit und Quarz feststellen.

Gegenüber Verwitterung widersetzt sich der Magnetit ziemlich stark; in den meisten Schliffen ist er völlig unzersetzt, ansonsten zeigen max. zwei bis drei Kristalle pro Schliff eine beginnende Zersetzung.

8.1.3. Magnetkies

U.d.M. ist Magnetkies bräunlichrosa und anisotrop. Einige Körner sind bei + Nicols isotrop; vermutlich handelt es sich dabei um Basisschnitte. Bei voller Ausleuchtung ist das Reflexionsvermögen des Magnetkieses etwas höher als das von Magnetit. Ein gutes Unterscheidungsmerkmal zum Magnetit bildet die stets stark genarbte Oberfläche der Magnetkiese.

Die auftretenden Kornformen sind isometrisch, allotriomorph bis höchstens hypidiomorph. Vorwiegend tritt der Magnetkies in unregelmäßig-begrenzter langgestreckter und abgerundeter Form auf. Eine schwache Gefügeregelung besitzen die hexagonalen Körner in fast allen Schliffen. Die Abgrenzung zu den übrigen gesteinsbildenden Mineralien ist stets scharf ohne Ausbrüche. Mit Ausnahme der Schliffe A 168, 100, 21 wurde Magnetkies in allen untersuchten Schliffen mit stark schwankendem Anteil gefunden. Auch bei ihm besteht ein deutlicher Zusammenhang zwischen dem Magnetkiesgehalt der Schliffe und der Korngröße. In Schliffen mit hohen Magnetkiesgehalten können Korngrößen bis knapp 1000μ erreicht werden, die durchschnittlichen Korngrößen schwanken zwischen 50 und 400μ , kleinere, annähernd isometrische Körner liegen bei 10 bis 50μ . Eine schwache Deformation einzelner Magnetkiese läßt sich stets erkennen, bei höherer Beanspruchung treten Spaltrisse besonders nach (0001) und weniger stark nach (10 $\bar{1}$ 0) auf. Der Magnetkies liegt in den meisten Schliffen unzersetzt vor. Zersetzungserscheinungen wurden in Schliffen beobachtet, die besonders von Roten Gneisen oder Quarz durchsetzt waren (A 1B, 1C, 21, 73, 100, 142). Dabei kann die Umwandlung so weit gehen, daß sich nicht mehr sicher sagen läßt, ob ehemals Magnetkies vorgelegen hat (A 21). Die Magnetkiese sind arm an Einschlüssen. Andere Erzkomponenten wurden als Einschluß überhaupt nicht beobachtet. Einige wenige Körner enthielten Quarz (A 73, 90, 139) sowie Apatit oder Zirkon (A 73, 100, 139, 142, 177). Genau wie beim Magnetit, mit dem er vergesellschaftet ist, besteht eine Bindung zum Biotit, von dem er in manchen Schliffen völlig umschlossen ist (A 139, 141, 177, 179). Teilweise ist er auch in die zerbrochenen Biotite eingewandert (A 143).

Die Ausfällung von Magnetit und Magnetkies dürfte ziemlich gleichzeitig erfolgt sein. An Spaltrissen im Gestein kann immer wieder beobachtet werden, daß Magnetkies das Zentrum des Spaltrisses ausfüllt, während Magnetit in die Verengung abgedrängt zu sein scheint (A 1C, 100, 177), (s. Abb. 51).



Abb. 51 Typische Vergesellschaftung von Magnetit (rechts und links) und Magnetkies (Mitte). Magnetit scheint dabei von dem jüngeren Magnetkies in die Zwickel abgedrängt zu sein. (Schliff A 90, Vergrößerung 125fach, // Nicols)

Häufig liegt Magnetkies noch neben Kupferkies und Pyrit vor (A 73, 139, 141, 177), wobei stets eine scharfe, meist ebenflächige Abgrenzung der Mineralien untereinander erfolgt. Echte Verdrängungen des Magnetkieses durch Quarz liegen meist bei stark verquarzten Anschliffen vor. In einem Fall wurde auch Verdrängung durch Zinkblende beobachtet (A 1C).

8.1.4. Pyrit

U.d.M. ist Pyrit stets lichtgelb und wegen seiner schlechten Polierbarkeit oberflächlich stark genarbt. Als typisches Durchläufermineral tritt er in allen durchmusterten Erzanschliffen auf. Außer den meist allotriomorphen Körnern und Pyritäderchen wurden selbständige, zwischen 1000 und 1500 μ große Pyritwürfel und Pyritoeder beobachtet, ebenso treten Kombinationen beider Formen auf. Die übrigen, mehr oder weniger stark verzerrten Pyrit-

körner besitzen Korngrößen zwischen 10 bis 500 μ .

Die Korngrößen zwischen 500 und 900 μ treten nicht auf. In feinen Pyritäderchen und kleineren, regellos von Pyrit durchschwärmten Gesteinspartien handelt es sich stets um isometrische, elliptische oder tröpfchenförmige Formen, mit Korngrößen um 10 μ , die in Äderchen hintereinander aufgereiht sind (s. Abb. 52).

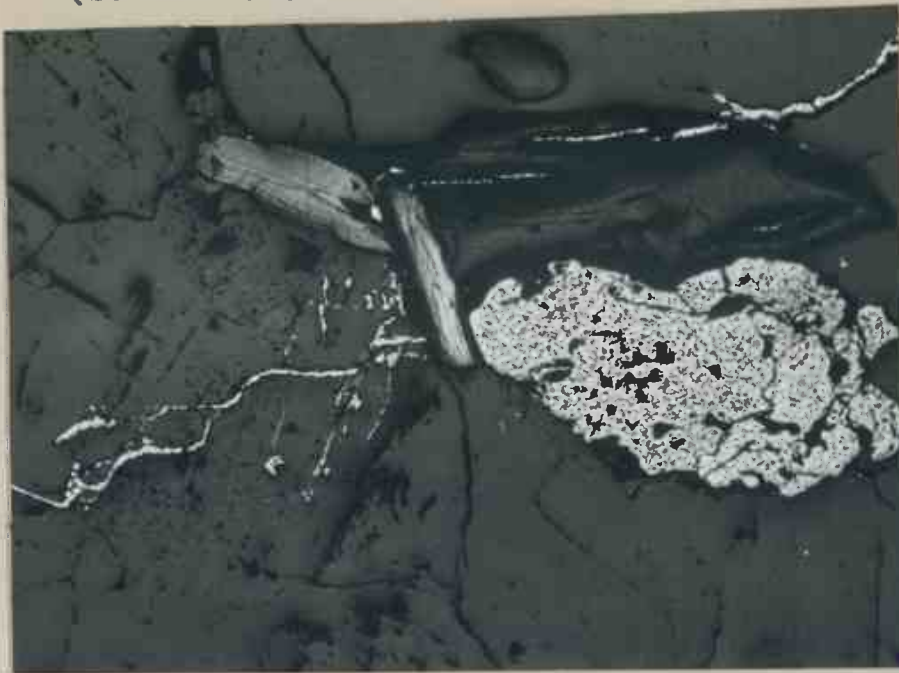


Abb. 52 Feinkörnige Pyritäderchen durchziehen auf Klüften regellos größere Gesteinspartien und durchdringen Biotit (schwarzes Korn rechts oben) auf Spaltflächen. Daneben Molybdänglanz und größeres Pyritkorn.
(Schliff A 143, Vergrößerung 65fach, // Nicols)

Einige Pyrite zeigen bei + Nicols schwache, aber deutliche Anisotropie-Effekte mit einem Farbwechsel von grau nach graubraun, die Ursache dafür ist nicht bekannt. Von allen auftretenden Erzen sind einige Pyrite am stärksten zersetzt. Am häufigsten wird er dabei von Quarz korrodiert. In einem Fall wurde eine beginnende Umwandlung von Pyrit zu Limonit beobachtet (A 1D). Auffallend sind einige \pm parallel verlaufende, in Spaltrisse des Titanits eingelagerte Pyritäderchen, die deutliche Verbiegungen aufweisen und über die Kristallgrenzen hinaus ins Nebengestein fortsetzen (A 21, 100, 177). Einschlüsse in Pyritkristallen sind so häufig, daß sie in beinahe allen Schliffen beobachtet werden konnten. Neben isometrischem Apatit und Zirkon

(A 1D, 73, 90, 139, 141, 142, 168) treten noch in einigen Schliffen eindeutig abgerundete Kupferkieskörner (!) (A 1C, 21, 142) sowie Markasit (A 1C), Titanit (A 18C) und Quarz (A 90) auf. In einem Fall liegt eine submikroskopisch feine Entmischung von Pyrit in Quarz vor (A 1C). Die bei metamorphen Lagerstätten zu erwartende Vergesellschaftung von Magnetkies und Pyrit fehlt in den untersuchten Schliffen, bestenfalls liegt Pyrit gelegentlich neben Magnetkies, ohne daß es zur Verdrängung kommt. Typisch ist dagegen das in allen Schliffen zu beobachtende Nebeneinanderliegen von Kupferkies und Pyrit. Die Begrenzung beider ist in den meisten Fällen ebenflächig, zu Verdrängungen kommt es dabei nicht, wenn auch Pyrit teilweise von Kupferkies umschlossen werden kann. Als Füllmaterial zerbrochener Biotite kommt auch Pyrit in Frage, aber weitaus seltener als Kupferkies und einige andere (A 1D, 141, 142, 143).

Außerdem kommt Pyrit noch neben Magnetit und Molybdänglanz vor, wobei er beide ansatzweise verdrängen kann. Pyrit selbst wird vereinzelt von Markasit, viel häufiger von Quarz verdrängt. Von letzterem wird er außerdem stark korrodiert.

8.1.5. Kupferkies

U.d.M. wirkt Kupferkies sattgelb, in einigen Schliffen durch Anlaufen auch dunkelgoldgelb. Mit Markasit könnte er verwechselt werden, dieser ist aber einen Stich weißer und viel deutlicher anisotrop. Die vorliegenden Kornformen sind sehr unterschiedlich, Kleinere Körner sind vorwiegend rundlich, elliptisch oder isometrisch, größere sind stets gestreckt und allotriomorph und besitzen entweder unregelmäßig gerundete Flächen oder es liegen bizarre, spitzig auslaufende Formen vor.

Einige Körner besitzen eine, seltener zwei eben begrenzte Flächen, die Körner sind jedoch nie idiomorph. Die durchschnittlichen Korngrößen liegen zwischen 20 und 250 μ , Körner unter 10 μ wurden nicht beobachtet. Größere Kupferkieskörner bis max. 1000 μ treten besonders in Schliffen auf, die aus pegmatitischen Handstücken angefertigt wurden (s. Abb. 53).

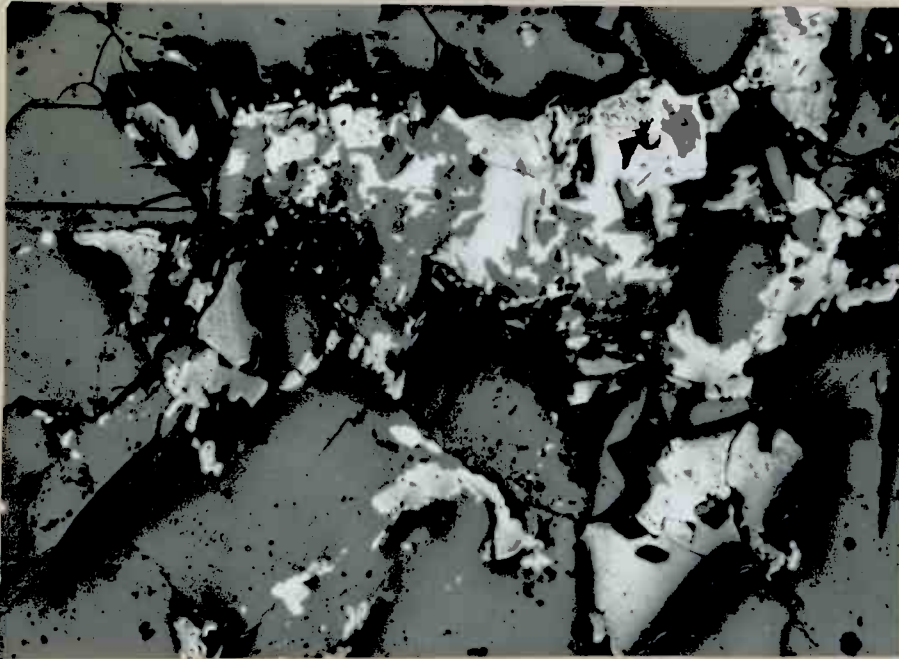


Abb. 53 Eutektische Verwachsung von Feldspat und Kupferkies in Pegmatiten.
(Schliff A 141, Vergrößerung 65fach, // Nicols)

Die Begrenzung der Kupferkiese zum Nebengestein ist in vielen Fällen stark ausgebrochen. Oberflächlich ist der Kupferkies stark mit Schleifkratzern überzogen. Die Körner sind nicht allzustark zersetzt, aber häufig kataklastisch zerbrochen, was man bei + Nicols feststellen kann. Gerade oder häufig absetzende Trennflächen zerlegen dabei das Kupferkieskorn in Subindividuen, die deutlich anisotrop sind. Dabei besitzen diese Bruchstücke keine gemeinsame Orientierung, wie ihre unterschiedlichen Hell- und Dunkelstellungen zeigen (s. Abb. 54). Besonders in Öl tritt ein deutlicher Farbwechsel von gelbbraun nach braun auf. Ein lamellarer Zwillingsbau konnte in einigen dieser Kupferkiese beobachtet werden. Häufiger stehen jedoch die Lamellen parallel orientiert senkrecht auf den trennenden Korngrenzen, setzen ein Stück in das Korn hinein fort und laufen dann

lanzettförmig, spießig oder flammenartig aus. Entmischungen von Covellin oder Zinkblende im Kupferkies wurden nicht beobachtet.

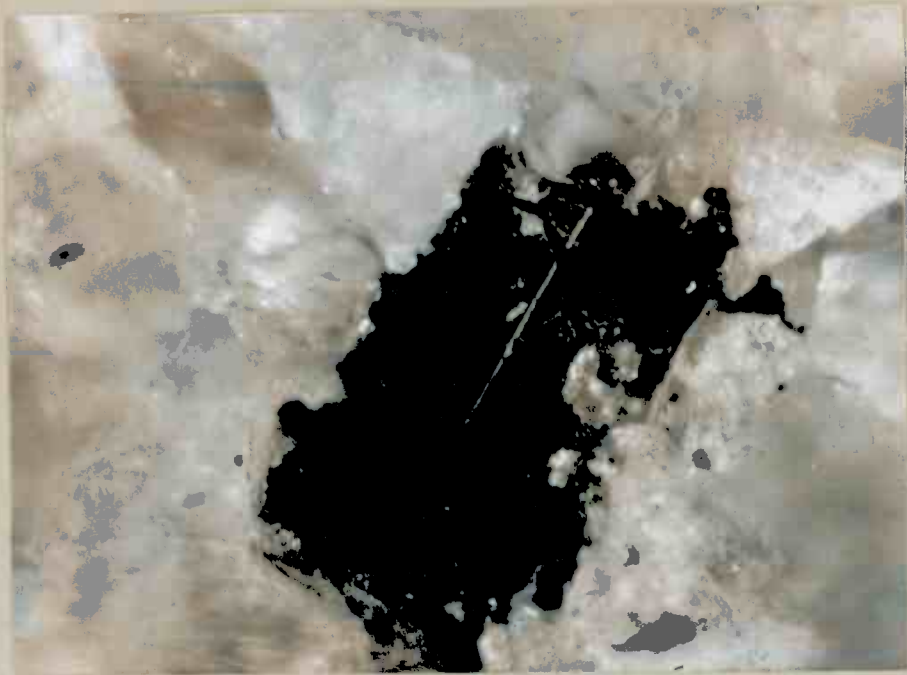


Abb. 54 Kupferkieskorn mit Anisotropie-Effekt. Geradlinige Trennflächen (oben rechts und Mitte) teilen das Korn in Partien unterschiedlicher optischer Orientierung auf.

(Schliff A 142, Vergrößerung 125fach, Öl, + Nicols)

Einige Kupferkiese besitzen an den Rändern violette bis blaue, teilweise auch rote Anlauffarben, die myrmekitartig mit dem sonst unveränderten Kupferkieskorn verwachsen sind. Es könnte sich dabei um (?) Bornit handeln, bei + Nicols waren jedoch keinerlei Unterschiede festzustellen, das gesamte Korn zeigte stets Isotropie. Die Einschlüsse von Pyrit in Kupferkies sind besonders bei höheren Gehalten des letzteren häufig (A 141, 143). Daneben treten gelegentlich im Kupferkies Einschlüsse von Zirkon (A 4B, 142), Molybdänglanz (A 73), Magnetit (A 4B) und Quarz (A 139, 141) auf.

Der Kupferkies füllt als jüngerer Verdränger vorwiegend die Zwickel zerbrochener Biotite und andere größere Klüfte in Erzen und im Nebengestein. Ebenso verdrängt er den Biotit (A 1B, 1C, 4B, 90, 141), in einem Fall auch Magnetit (A 4B). Außer neben Pyrit findet man ihn noch am häufigsten neben Markasit und Magnetkies. Hauptsächlich wird er von Quarz und gelegentlich

von anderen Gesteinskomponenten verdrängt.

3.1.6. Zinkblende

Die Zinkblende tritt mit einer (wohl mehr zufälligen) Ausnahme (A 90) in allen untersuchten Schliffen akzessorisch mit Erzgehalten stets unter 1% auf. U.d.M. ist sie lichtgrau mit einem teilweise deutlich braunen Unterton. Eine Verwechslung mit Magnetit ist besonders bei kleineren Körnern nicht völlig auszuschließen. Größere Körner lassen sich auf Grund des niedrigeren Reflexionsvermögens, der roten Innenreflexe bei + Nicols sowie des fast immer auftretenden Zonarbaues leicht unterscheiden. Die hexakistetraedrisch kristallisierende Zinkblende besitzt ziemlich einheitliche Kornformen mit einem deutlichen Bestreben zur Ausbildung idiomorpher Kristalle. Bei der späten Ausfällung ist es nicht verwunderlich, wenn sie in vielen Fällen nur in rundlich-elliptischer, isometrischer oder hypidiomorpher Form vorhandene Hohlräume füllen konnte. Auch ist sicher ein Teil der Zinkblendekörnchen postdeformativ druckbeansprucht. Die Korngrößen bewegen sich stets zwischen 10 - 200 μ . Die Grenzen zum Nebengestein sind ohne Ausnahme ziemlich unscharf, obwohl die Zinkblende ein teilweise deutlich erhöhtes Relief aufweist.

In einigen Fällen scheint es sich um sehr eisenreiche Blenden zu handeln, da trotz starker Innenreflexe mitunter deutliche Anisotropie-Effekte erkennbar sind (A 1C, 4B, 73, 177). Die Zinkblende weist in den untersuchten Schliffen mit auffallender Regelmäßigkeit einen Zonarbau auf, der nur in Schliff 179 fehlte. Dabei folgt das Wachstum anfangs der Ausbildung der Hexaederflächen (100). Weitere Anwachsstreifen zeigen den Beginn von (111)-Flächen, die nach 2 oder 3 weiteren Rhythmen die bevorzugte

Wachstumsrichtung bilden und die ursprüngliche Richtung (100) stark, teilweise ganz verdrängen. Eine ganz analoge Ausbildung läßt sich aus schiefen Schnittlagen ableiten. Es handelt sich hier mit großer Wahrscheinlichkeit um eine Kombination von Zonarbau und Verzwillingung der Zinkblende nach zwei Hexaedern, da die Zinkblende auf Grund ihrer Kristallklasse keine Oktaeder ausbilden kann.



50 μ

a) Schnittlage parallel einer der Achsen

b) schräge Schnittlage

Die Zersetzung der Zinkblende ist in den meisten Schliffen nicht sehr stark, doch kann es zu beträchtlichen Ausmaßen kommen, wie die Schliffe A 168 und 173 zeigen.

Einschlüsse sind in diesen kleinen Blenden sehr selten. Es wurden insgesamt zwei Körner mit Einschlüssen von Zirkon (A 100, 139) und ein Korn mit Quarz (A 139) gefunden. Die ziemlich dilute Verteilung der Zinkblende führt zu keinen Verwachsungen, sie liegt meist in Intergranularen und nur vereinzelt neben allen anderen Erzkomponenten. In einem Fall verdrängt sie Magnetkies (A 10).

8.1.7. Markasit

U.d.M. ist Markasit weiß-lichtgelb mit deutlich höherem Reflexionsvermögen als Kupferkies, auch schützen Reflexionspleochroismus und die auffallend hohen Anisotropie-Effekte mit Farbwechseln von gelb nach blauviolett vor Verwechselungen mit Pyrit oder Kupferkies. Markasit tritt nur in einigen Schliffen mit recht unterschiedlichen Kornformen auf. Neben kleinen und

großen allotriomorphen und hypidiomorphen Körnern mit ein oder zwei geraden Flächen finden sich ebenso häufig selbständige idiomorphe Kristalle. Die Korngrößen schwanken zwischen 10 und mehr als 1500μ , normalerweise sind die Körner aber nicht größer als 200μ . Eine äußerst feinlamellare, teilweise absetzende Verzwillingung läßt sich bei entsprechender Schnittlage in allen Markasiten erkennen. In den meisten Schliffen ist der Markasit unzersetzt, in anderen (besonders A 73, 139) beginnt die Zersetzung an den Korngrenzen und folgt der Zwillingslamellierung, wodurch feingezähnelte Kornumrisse entstehen. Markasit strebt ebenso wie die Zinkblende und teilweise der Pyrit die Ausbildung idiomorpher Körner an, dabei baut er bereits vorhandene Erzkörner, wie idiomorphen Pyrit, Zinkblende und Kupferkies in das Kristallgitter mit ein (A 73, 142, 179), (s. Abb. 55). Liegt Markasit neben Kupferkies oder Zinkblende, so kann er die letzteren verdrängen (A 10, 90, 139, 142).



Abb. 55 Markasit (rechts, weiß) mit Einlagerung kleiner isometrischer und idiomorpher Pyrite (umrandet, mit 1 gekennzeichnet), dringt gegen Magnetit vor, der gleichzeitig von Kupferkies randlich verdrängt wird (umrandet, mit 2 gekennzeichnet). (Schliff A 73, Vergrößerung 65fach, // Nicols).

9. Genetische Schlußbetrachtungen

Die geologische Entwicklung des Flottorpgebietes läßt sich nur im regionalen Rahmen betrachten und genetisch hypothetisch deuten:

Das Flottorpgebiet gehört innerhalb des südnorwegischen Präkambriums zu einer größeren Formation, die sich in NE-SW-Richtung, vom Oslograben bis nach Egersund-Kristiansand, an der S-Küste Norwegens erstreckt; dabei bildet die Telemark-Formation die nördliche, die Kongsberg-Bamble-Formation die südliche Abgrenzung. A. BUGGE (1963) hat in einer Lagerstättenkarte (Fig. 3 auf S. 22) diese Einheit als Cu-Mo-Gürtel angedeutet. Tatsächlich dürfte es sich bei dieser Einheit mit Hinblick auf die genetische Stellung um ein präkambrisches Kupferschiefervorkommen handeln, wie es in ähnlicher Ausbildung im Zechstein Mitteldeutschlands und Polens vorliegt. Durch hochgradige Metamorphose und teilweise Anatexis, in Verbindung mit Fließfaltung und starker tektonischer Beanspruchung läßt sich die primäre Genese nur noch schwer rekonstruieren. Die vielen Einzelvorkommen können aber auf Grund ähnlicher petrographischer Ausbildung und Tektonik in einem vormals einheitlichen Miogeosynklinaltrog als Ablagerungsraum zusammengefaßt werden. Die Entwicklung dieses hypothetischen Troges soll für das Flottorpgebiet kurz erläutert werden.

1) Das erste Stadium der Genese umfaßt die Entwicklung eines marinen Geosynklinaltroges, der überwiegend klastische Schüttungen von Sandsteinen und Grauwacken aufgenommen hat. Während zyklischer Pausen der Absenkung und gleichzeitiger Abschnürung der Frischwasserzufuhr des Meeres sedimentierten in einer Stillwasserfazies unter stark reduzierenden Bedingungen vorwiegend

bituminöse Mergel und schwach kalkhaltige Tone, die die klassischen Fällungshorizonte für die vorhandenen Schwermetallsulfide darstellten.

2) Nach Auffüllung des Sedimentationstrogos und beginnender Diagenese erfolgte nacheinander oder gleichzeitig

21) eine Tiefenversenkung,

22) eine Ultrametamorphose,

23) eine Fließfaltung im Rahmen einer orogenen Großfaltung des ehemaligen Sedimentationsraumes.

3) Nach weitgehender Abkühlung wurden größere Gebiete herausgehoben und in einzelnen Bereichen durch intrakrustale Granite zu regionalen Großbeulen aufgewölbt. Postorogene Deformation bewirkte eine intensive Zerklüftung und die Ausbildung eines Systems von Staffelbrüchen in Form von Horsten und Gräben.

4) Eine intensive Verwitterung und zeitweise Vergletscherung trugen die höheren Schichten teilweise ab und legten die Gebirgswurzeln des ehemaligen Orogens frei.

Das heutige Bild zeigt hochgradig metamorphe und migmatitische, teils nebulitische, streng geregelte Gneise im Verband mit Graniten und Granitgneisen. Die räumliche Assoziation dieser Gesteine findet auf den alten Schilden weltweite Verbreitung. Die genetische Deutung solcher Gebiete als ehemals bewegliche Teilschmelzen mit "Restitzügen" gibt H.G. WINKLER (1967, S. 190). Der größte Teil der bereits früher aus petrographischen Untersuchungen gefolgerten genetischen Vorgänge wurde gerade in den letzten Jahren durch Experimente belegt und Druck- und Temperaturbedingungen einzelner Reaktionsabläufe festgelegt. Die Feststellung

daß alle diese Gesteine unter den gleichen p-T-Bedingungen entstanden sind, wurde experimentell nachgewiesen. Danach liegt der Beginn der Anatexis bei rd. 700°C bei einem H_2O -Druck von 2000 Bar bzw. 680°C bei einem H_2O -Druck von 4000 Bar. Diese Bedingungen entsprechen einer hochgradigen Amphibolitfazies der Regionalmetamorphose. Die ersten Untersuchungen über die Zusammensetzung des angenähert granitischen Systems wurden von TUTTLE & BOWEN (1958) durchgeführt. Dabei wurde das komplexe System Quarz - Albit - Orthoklas bei H_2O -Überschuß und bei konstantem Druck sowie veränderlicher Temperatur untersucht und räumlich dargestellt. Prinzipiell wichtige Sachverhalte konnten diesem System zwar entnommen werden, für quantitative Angaben muß aber die in Gneisen und Graniten vorhandene Anorthitkomponente neben den bisherigen unbedingt berücksichtigt werden. H.v. PLATEN (1965) hat verschiedene Schnitte durch ein An-haltiges Q-Ab-An-Or-(H_2O)-System experimentell bei 2000 Bar H_2O -Druck gelegt. Aus experimentellen Gründen wurde dabei stets ein Ab/An-Verhältnis von 4,0 gewählt (Ab:An = 80:20), um somit ohne Beeinflussung des Systems eine bei niedrigster Temperatur kristallisierende, praktisch gleiche kotektische Zusammensetzung zu erhalten, welche bei Beeinflussung des Systems und dadurch bedingter Verschiebung des Eutektikums als Fixpunkt dient. Bei 2000 Bar H_2O -Druck war das Verhältnis der Komponenten in der eutektischen Schmelze Q:Ab:Or = 43:21:36; die eutektische Temperatur betrug $695 \pm 5^{\circ}\text{C}$. Diese Untersuchungen befaßten sich auch mit der Änderung des Ab/An-Verhältnisses, der p-T-Bedingungen und des Vorhandenseins oder des Fehlens von H_2O und HCl sowie mit den daraus resultierenden Änderungen der Zusammensetzung der

eutektischen Schmelzen und ihrer Temperaturen.

Unterschiedliche Ab/An-Verhältnisse bedingten eine starke Änderung der Zusammensetzung der Erstschnmelze sowie der eutektischen Temperaturen, wie nachfolgende Tabelle Nr. 9 nach H.v.PLATEN (1965) zeigt:

Tabelle Nr. 9

Ab/An-Verhältnis	Eutektische Temperatur in °C	Komponentenverhältnis in Erstschnmelze		
		Q	: Ab	: Or
∞	670	34	: 40	: 26
5,2	685	41	: 30	: 29
1,8	705	45	: 15	: 40

Danach wird einmal die Erstschnmelze umso Or- und Q-reicher und umso Ab-ärmer, je kleiner das Ab/An-Verhältnis ist, zum anderen wird aber gleichzeitig eine höhere Temperatur zur Aufschmelzung benötigt. Hieraus ergibt sich, daß die in einem Gneiskomplex entwickelten Schmelzen bei gleicher Tiefenlage bzw. unter gleichem Druck, nicht bei gleicher Temperatur entstehen. Diejenigen Partien, die das größte Ab/An-Verhältnis aufweisen (bzw. den An-ärmsten Plagioklas enthalten), werden bei steigender Temperatur zuerst anatektisch aufgeschmolzen. Je An-reicher dagegen die Plagioklase des Ausgangsgesteines sind, um so höhere Temperaturen werden für den Beginn einer Anatexis benötigt. Wird außer der Änderung des Ab/An-Verhältnisses auch noch eine Druckerhöhung mit zunehmender Teufenlage berücksichtigt, so ergeben sich die in Tabelle Nr. 10 dargestellten Temperaturänderungen für das anatektische Schmelzen:

Tabelle Nr. 10 (nach H.v. PLATEN (1965))

P _{H₂O} Bar	System mit Ab/An = ∞			T in °C	System mit Ab/An = 2,9			T in °C
	Q	Ab	Or		Q	Ab	Or	
2000	35	: 40	: 25	670	44	: 19	: 37	695
4000	31	: 46	: 23	655	39	: 25	: 36	670
5000	27	: 50	: 23	650	--			-
7000	--			-	31	: 35	: 34	655

Danach sinkt allgemein die für Anatexis benötigte Temperatur mit erhöhten H₂O-Drucken ab. Gleichzeitig ändert sich die Zusammensetzung des Eutektikums mit steigendem Druck. Es erfolgt im wesentlichen eine Abnahme des Q-Anteils und eine Zunahme der Ab-Komponente, während der Or-Anteil durch das Ab/An-Verhältnis vorgegeben ist und im Vergleich zur Schwankungsbreite der anderen Komponenten als nahezu konstant betrachtet werden kann. Die Zunahme der Ab-Komponente in der niedrigstschmelzenden Komponentenmischung dürfte auf die in der Schmelze gelöste H₂O-Menge zurückzuführen sein. So sind bei 2 kb 6 Gew.-%, bei 4 kb 10% und bei 10 kb 17% Wasser in Lösung.

Neben Wasser sind in der Gasphase aber noch andere Komponenten, u.a. HCl, HF zu erwarten, denn ehemalige marine Sedimente enthalten salinare Lösungen, deren Konzentrationen mit zunehmender Teufe z.T. erheblich ansteigen können. Unter Metamorphosebedingungen hydrolisiert das NaCl. Na₂O reagiert dabei mit den Mineralen der Gesteine und wird hauptsächlich als Albitkomponente fixiert, während HCl Bestandteil der Gasphase wird. Nach dem Gesetz von Clausius-Clapeyron für Dampfdrücke ist dadurch für den Übergang von Festgestein zu Schmelze eine Erniedrigung der eutektischen Temperatur zu erwarten. Experimentell konnte dies nach H.v.PLATEN belegt werden. Dabei genügte schon eine Konzentration von nur

0,05 ml HCl, um Schwankungen von 5 - 15°C zu verursachen, wie nachstehende Tabelle Nr. 11 zeigt:

Tabelle Nr. 11 (nach H.v.PLATEN (1965))

Ab/An-Verhältnis	Eutektische Temperatur in °C		Verhältnis in eutektischer Zusammensetzung		
			Q	: Ab	: Or
oo	mit HCl	660	29	: 38	: 33
	ohne HCl	675	34	: 40	: 26
5,2	mit HCl	680	38	: 30	: 32
	ohne HCl	685	41	: 30	: 29
1,8	mit HCl	700	40	: 15	: 45
	ohne HCl	705	45	: 15	: 40

Aus Tabelle Nr. 11 ist außerdem zu ersehen, daß die Erstschnmelze bei Anwesenheit von HCl Q-ärmer und dafür Or-reicher wird. Das Plagioklasverhältnis ändert sich kaum.

Allgemein gilt, daß die bei der Anatexis potentiellen, maximalen Schmelzmengen nur dann gebildet werden, wenn auch hinreichende Mengen an Wasser zur Verfügung stehen. Die außerordentlich starke Erniedrigung der Temperatur zur Schmelzenbildung erfolgt nur durch die leichtflüchtigen Komponenten der Gasphase. Theoretisch müßten unter Drucken von 2 - 4 kb und bei Fehlen von H₂O die Schmelztemperaturen der Anatexis bei rd. 1000°C liegen. Diese Werte scheinen in der Natur aber nicht aufzutreten. Rückrechnend wird daher als Maximaltemperatur etwa 800°C angenommen.

Unter Berücksichtigung dieser experimentellen Untersuchungsergebnisse über die variablen Bedingungen einer Anatexis soll im folgenden die Genese der petrographischen ~~Einheiten~~ und der Molybdänlagerstätten des Flottorpgebietes betrachtet werden.

Dazu wurde unter Auswertung der Strukturverbände und der Literatur die Frage nach vorhandenen Primärbeständen der Metamorphittypen besonders zur Diskussion gestellt sowie die Beziehungen des Mineralbestandes zu den Verformungen erläutert.

9.1. Zur Genese der Roten Gneise

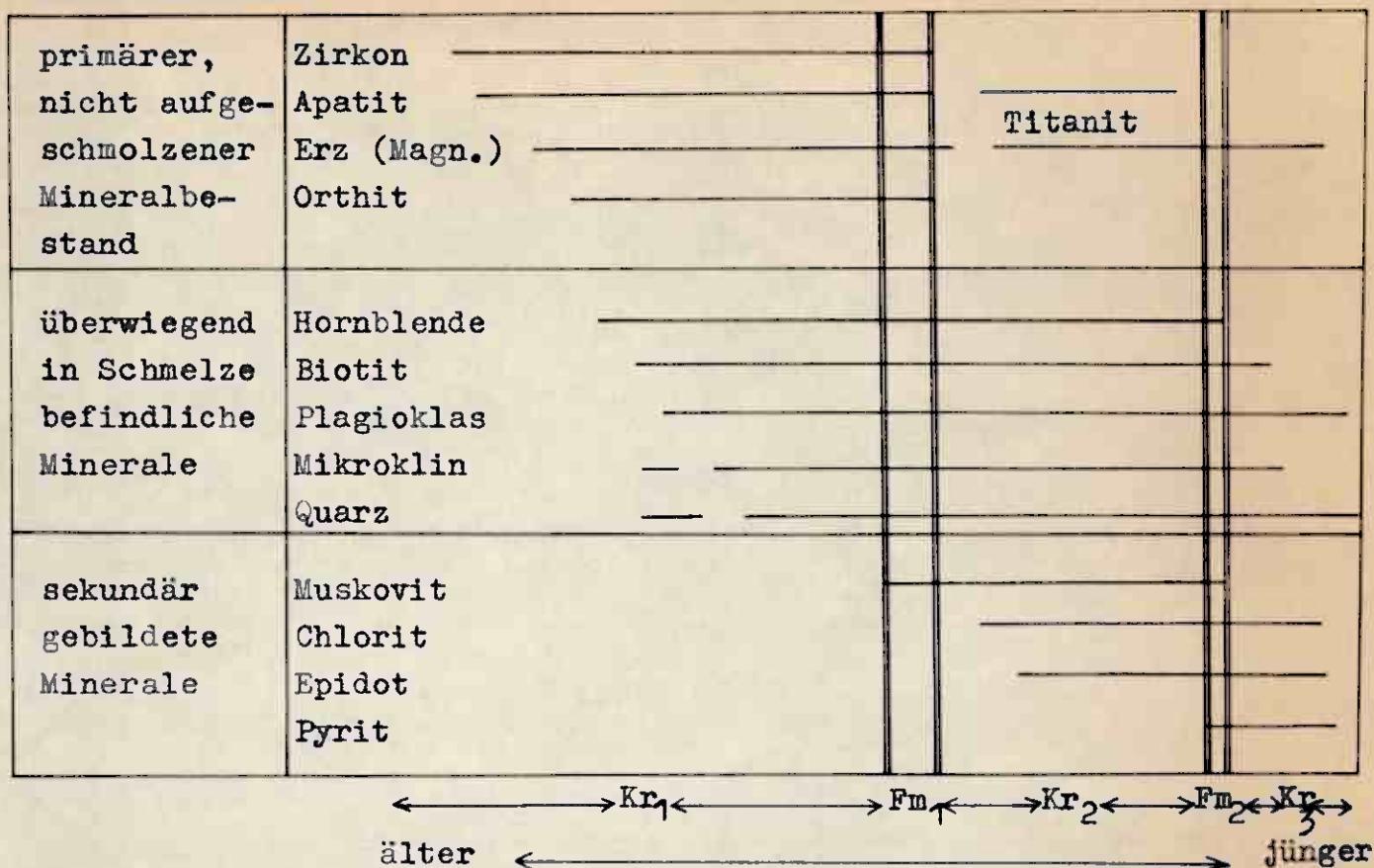
Die Vermutung, daß es sich bei den heutigen Roten Gneisen und Granitgneisen um ehemalige, weitgehend anatektisch aufgeschmolzene Grauwacken und Sandsteine handelt, ist aus den Versuchen von H.G.F. WINKLER (1967) zu begründen. Experimentell wurde danach an Grauwacken aus dem Harz nachgewiesen, daß diese bei Erreichen der eutektischen Temperatur als erste in Schmelze übergehen, und zwar ein umso größerer Anteil, je niedriger das Ab/An-Verhältnis (und wohl auch ihr primärer Kalkgehalt) sind. Dabei lagen bei einem An-Gehalt von 13 bei 690°C 55% und bei 760°C 75% Schmelzmenge vor. Weiterhin konnte experimentell nachgewiesen werden, daß die so erzeugten künstlichen Schmelzen sich im wesentlichen nicht von natürlichen Graniten in Stoffbestand und Gefüge unterscheiden. Diese anatektischen, granitischen Magmen können daher in dem Tiefenniveau, in dem sie entstanden sind, in-situ kristallisieren, aber auch in höhere Krustenniveaus intrudieren. Dabei kann ein Magma um so höher aufsteigen, je höher seine Temperatur oberhalb der Solidustemperatur liegt, bzw. je stärker das vom kristallinen Rest weitgehend abgetrennte granitische Magma überhitzt ist. Damit deutet sich aus diesen Versuchen von H.G.F. WINKLER (1967) eine Lösung für das genetische Problem der unterschiedlichen Ausbildung der Roten Gneise und ihrer Übergänge an.

Die Roten Gneise stellen innerhalb der "Restite" von Grauen Gneisen die mobilen Einlagerungen dar, die den ursprünglichen

Verband eingeeengt oder ausgeweitet haben. Sie sind teils in ihn mit scharfen Grenzen intrudiert, teils aber auch nicht wesentlich vom Ort der Entstehung auskristallisiert. Die meist konstanten An-Gehalte der Roten Gneise lassen auf ein gleichmäßig zusammengesetztes Ausgangsgestein schließen. Demnach nimmt die anatektische Intensität in den unterschiedlichen Typen von Augengneis über den Gneis mit großen runden Feldspäten - den Regulären Gneis - den Gneis mit kleinen eckigen Feldspäten - den Grobkörnigen Granitgneis - bis zum Feinkörnigen Granitgneis allmählich zu. Der Feinkörnige Granitgneis muß dabei unter höheren Drucken gestanden haben, als die übrigen Gneistypen, da sich bei ihm das Verhältnis des Plagioklases zu Ungunsten des Mikroklin verschoben hat. Die Ausbildung eines geregelten Gefüges steht hierbei nicht im direkten Zusammenhang mit dem Grad der Anatexis, wie aus den Dünnschliffen zu entnehmen ist.

Auf die ehemaligen Liefergebiete der Sedimente liegt heute kein Hinweis mehr vor. Vermutlich hat es sich aber um ein älteres erzführendes granitisches Basement gehandelt. Von den so entstandenen Primärsedimenten können bei einer Aufschmelzung einige Minerale im festen Zustand erhalten bleiben, die im wesentlichen das noch erkennbare Primärgefüge besitzen. Dazu gehören Zirkon, Erz und Orthit, teilweise auch Apatit, Biotit und Plagioklas sowie vermutlich noch geringe Reste von Quarz. Nach ihrer Altersfolge ist die Kristallisations-Deformationsabfolge in der Tabelle Nr. 12 darzustellen:

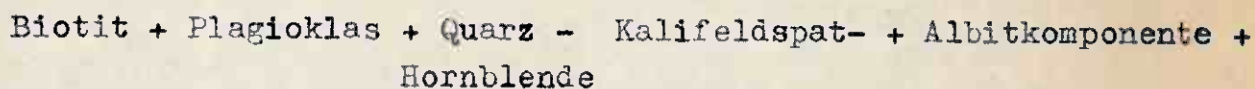
Tabelle Nr. 12



Die Kristallisationsabfolge ($Kr_1 - Kr_3$) wird im wesentlichen durch zwei deformative Vorgänge unterbrochen. Einmal durch die synkristalline Verformung (Fm_1), die noch im Schmelzzustand erfolgte, zum anderen durch eine postorogene bzw. präkristalline Verformung (Fm_2). Die Altersbeziehungen der nicht anatektisch aufgeschmolzenen Komponenten Zirkon, Apatit, Magnetit und Orthit untereinander, sind durch die Einschlußverhältnisse, wie sie im Primärgestein vorlagen, gegeben. Bei der Sedimentation wurden diese Körner durchweg stark abgerollt. Die kleinen Einzelkörner des Zirkons wurden von den Deformationen nicht betroffen. Größere Apatite wurden dagegen in ein loses Haufwerk zerlegt. Aus den Magnetiten konnte der Titangehalt, der primär als geregelte Ilmenitlamellen vorlag, bei stärkerer Durchbewegung entmischt und teilweise wieder als Titanit randlich an größeren

Magnetitkörnern ausgeschieden werden. Orthit ist hierbei prinzipiell kein Produkt der primär magmatischen Erstarrung. Daher ist seine Stellung als stabiles Relikt nicht ganz gesichert. Eine authigene Bildung liegt nach TRÜGER (1967) dann vor, wenn er in kleinen Mengen in Paragesteinen auftritt. Es kann sich dabei aber um eine recht frühe Bildung handeln, denn einmal besitzt der Orthit einen sehr hohen Fe-Gehalt, wie aus der intensiven Färbung abzuleiten ist, zum anderen bleibt er in einem Temperaturbereich stabil, der bis über die Katazone der Dynamometamorphose hinausreicht. Dazu kommt ein starker radioaktiver Zerfall durch Thorium mit der Ausbildung einer tiefreichenden rostroten Rinde und eine weitgehende Isotropisierung.

Die akzessorisch vorhandene Hornblende ist völlig abgebaut und durchweg in Chlorit umgewandelt, so daß eine anatektische Neubildung von Hornblende, etwa nach der Gleichung:



nicht anzunehmen ist.

Die Biotite wurden bei zunehmendem Metamorphosegrad teilweise aufgeschmolzen und dienten dann mitunter zur Bildung anderer Komponenten. Ein anderer Teil wird nach der Verformung Fm_1 über einen weiten Raum wieder als feinkörniger, recht frischer Biotit, der wesentlich erzärmer ist, ausgeschieden. Aber auch der nicht aufgeschmolzene Biotit ändert sich mit zunehmender Temperatur. Es ist anzunehmen, daß die überkritische, H_2O -reiche Gasphase der wesentliche Mittler einer Austauschreaktion ist, nach der zunehmend mehr Ti und Al an Stelle von Si und (Mg, Fe) in das vorhandene Gitter des Biotits eingebaut werden. Gleichzeitig damit erfolgt ein verstärkter Abbau der vorhandenen Korn-

grenzen. Dies läßt sich besonders gut bei den höchsttemperierten Gesteinen der Roten Gneise, den Grob- und Feinkörnigen Granitgneisen erkennen, in denen der Biotitanteil gegenüber den anderen Roten Gneisen deutlich erniedrigt ist. Bei der Verformung Fm_1 wurden die Biotite außerdem durchweg verbogen, teilweise auch aufgefiedert, wodurch der Weg zur Infiltration anderer Komponenten frei wurde. Die Verformung Fm_2 bewirkte dagegen ein Zerschneiden der Biotite. Sie kann aber nur vereinzelt in Schliffen beobachtet werden. Allgemein läßt sich feststellen, daß Biotite, die bei der Anatexis kristallin blieben und daher einen starken Abbau ihrer Korngrenzen erlitten haben, besonders leicht zu Chlorit umgewandelt wurden.

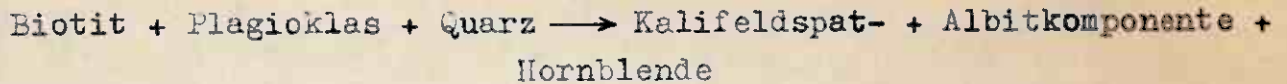
Die Plagioklase bilden in Form von kleineren Aggregaten Reste eines Grundgewebes. In Schliffen stärkerer Aufschmelzung fehlen diese Aggregate weitgehend. Einen Hinweis für eine sedimentäre Herkunft der Plagioklase liefern nach TRÖGER (1967) die von TURNER (1951) und TOBI (1962) für die Verzwillingungen gefundenen Gesetzmäßigkeiten. Danach treten Verzwillingungen in Metamorphiten nur untergeordnet auf, wobei Zwillinge nach dem Albit- und Periklingesetz überwiegen und Komplexgesetze fehlen. In metamorphen Gesteinen treten bevorzugt lamellare A-Zwillinge auf, bei denen das Albitgesetz weitaus häufiger ist als das Periklingesetz. Diese Feststellungen treffen recht genau für die Plagioklase der Roten Gneise zu. Allgemein ist das Plagioklasgitter schwer deformierbar. Das zeigt auch das weitgehende Fehlen einer Verformung Fm_1 , da kaum mehr als eine schwache Verbiegung der Lamellen beobachtet werden konnte. Mit der Verformung Fm_2 findet bei den Plagioklasen, sofern

sie davon betroffen wurden, eine starke Verbiegung der Lamellen und teilweise ein Zerbrechen der Einzelkörner statt. Daß nach der Verformung Fm_2 eine Rekristallisation stattfand, zeigen die verzwillingten Plagioklase, bei denen die ehemalige Ruptur völlig verheilt ist und nur an einem Aussetzen der Lamellierung zu erkennen war.

Die in Plagioklasen und teilweise auch im Quarz eingebetteten unverletzten Apatitnadelchen sind nicht sedimentären Ursprungs. Nach TRÖGER (1967) können sich die Apatitnadeln als Rückstände von Salzlösungen gebildet haben, ganz sicher sind sie aber vor den Wirtkristallen auskristallisiert. Dabei bleibt die Frage offen, warum diese Nadelchen nie frei auftreten und auch nicht in Mikroklinblasten eingebaut wurden.

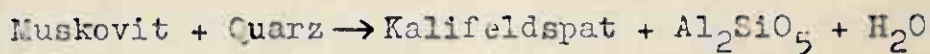
Die gesamten Umwandlungserscheinungen, abgesehen von älteren Einschlüssen der Plagioklase, stehen in ursächlichem Zusammenhang mit der Mikroklinprossung. Daß das Gros der Mikrokline jünger als das der Plagioklase ist, läßt sich mikroskopisch eindeutig zeigen. Die Herkunft der K-Komponente, die für die Bildung von Mikroklin benötigt wird, kann am besten aus dem in marinen Sedimenten vorhandenen K_2O abgeleitet werden. Aber auch die Kalifeldspat-freien Metamorphite können bei der Anatexis granitische Schmelzen bilden. Die wesentlichen K-Lieferanten sind dann Muskovit und Biotit. WINKLER (1967) schreibt dazu: "Das Wesentliche ist also, daß sowohl der Muskovit als auch der Biotit eine Quelle für die Kalifeldspatkomponente ist, die in Gegenwart von Quarz und Plagioklas dann entsteht, wenn die Anatexis beginnt. Die Gegenwart aller 3 bzw. 4 Minerale ist für die Anatexis notwendig, denn Plagioklas, Quarz, Muskovit und Biotit liefern jeweils die Komponente für die bei relativ niedriger Temperatur entstehenden anatektischen Schmelzen granitischer Zusammensetzung. Beim Fehlen von Muskovit im

Ausgangsgestein ist der Biotit der einzige K-Träger. Er liefert bei sukzessiver Aufschmelzung nach folgender Gleichung



über lange Zeit den Hauptanteil an K-Komponente."

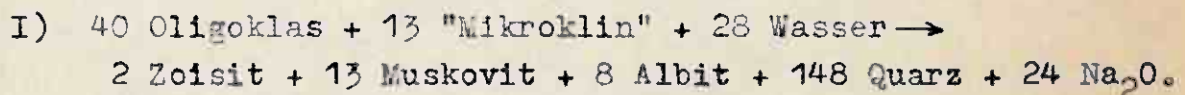
Aus Muskovit entsteht somit nach der Gleichung:



der Kalifeldspat. Diese Reaktion beginnt aber erst bei Drucken von etwa 5 kb und einer Temperatur von rd. 725°C und setzt das Fehlen von Plagioklas voraus.

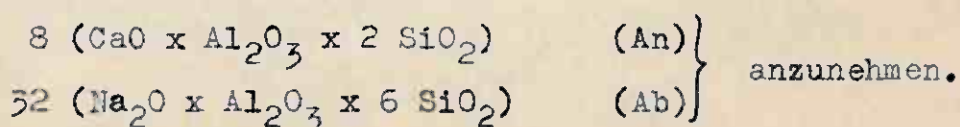
Mikroskopisch wurde neben feineren Mikroklinen noch eine ältere Mikroklingeneration gefunden, die vermutlich präplagioklaser bis höchstens synplagioklaser Entstehung ist, denn bei dieser Generation fehlen Wechselreaktionen zwischen Plagioklas und Mikroklin. Sie wurden von den jüngeren Plagioklasen verdrängt oder eingebaut und besitzen selbst so gut wie keine Einschlüsse. Vereinzelt können sie auch bei der Hauptmikroklin sprossung von diesen eingebaut werden. Die Serizitisierung, Myrmekit- und Albitrandbildungen der Plagioklase müssen vor der Mikroklin sprossung erfolgt sein, und zwar in der vorher angegebenen Reihenfolge, denn es wurden serizitisierte Plagioklase mit \pm Myrmekitstengeln und \pm Albiträndern in größeren Mikroklinblasten eingebettet. Da aber die Albitisierung eine schützende Mantelbildung darstellt, muß die Serizitisierung vorher abgeschlossen gewesen sein. Ebenso müssen die Myrmekitquarze vorwiegend vorher gebildet worden sein, denn abgesehen von ganz wenigen Ausnahmen werden die später gebildeten Albitränder nicht myrmekitisiert. Die allgemein gültige Feststellung, daß Myrmekitquarzbildung nur in Kalifeldspat-führenden

Gesteinen auftritt und dann vorwiegend Oligoklase und Andesine erfaßt, veranlaßt DRESCHER-KADEN (1948), Stoffwanderungen im Kristallgitter als die Ursache für Serizit- bzw. Muskovitbildung anzunehmen und den fertigen Plagioklaskristall für diese Metasomatose vorauszusetzen. Für diese Reaktionsgleichung soll hypothetisch eine an Kieselsäure untersättigte schmelzflüssige K-Komponente verantwortlich sein. Diese Voraussetzung ist für die Roten Gneise jedoch unwahrscheinlich, da sich einmal der größte Anteil des Quarzes noch in der Schmelze befindet, zum anderen läßt sich zeigen, daß diese Reaktionsgleichung bei Einsetzen der Mikroklinkomponente (die ja die Ursache der Wechselbeziehungen ist!) ganz ähnlich verläuft. Bei den Plagioklasen der Roten Gneise handelt es sich um Oligoklase der mittleren Zusammensetzung $Ab_{80}An_{20}$. Legt man diesen Plagioklas bei der Umwandlung zugrunde, so würde bei Vorhandensein der Mikroklinkomponente im ionaren Zustand und bei H_2O -Überschuß folgende Gleichung vorliegen:

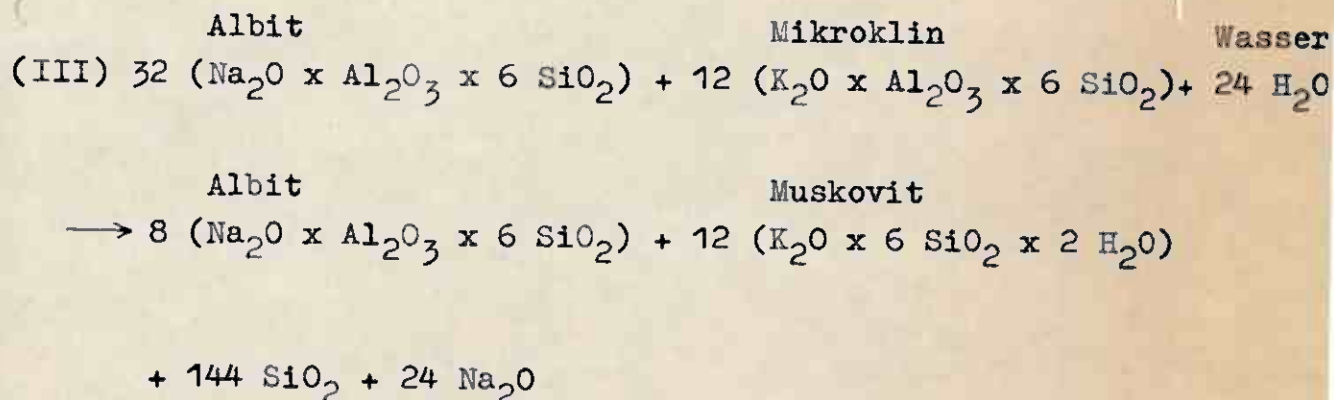
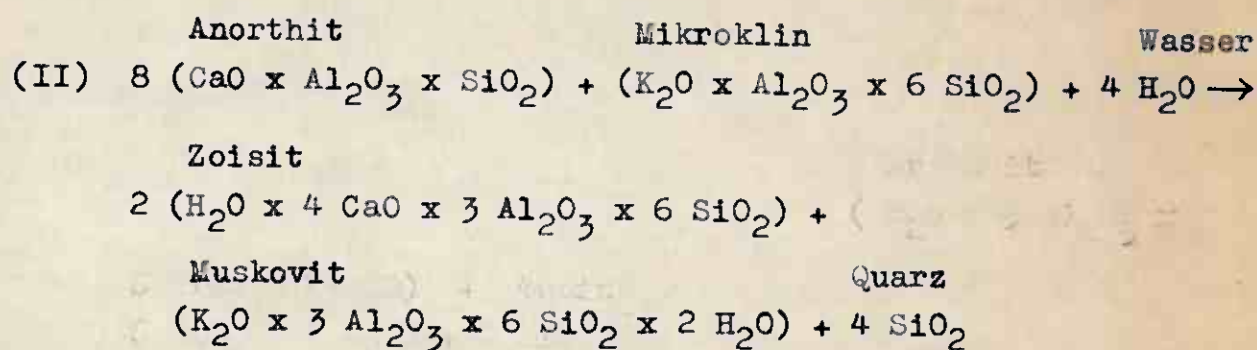


Das Zustandekommen dieser Gleichung ist näher zu erläutern, da sich die sekundären Reaktionen, die Myrmekit- und Albitrandbildung, auch auf sie beziehen lassen.

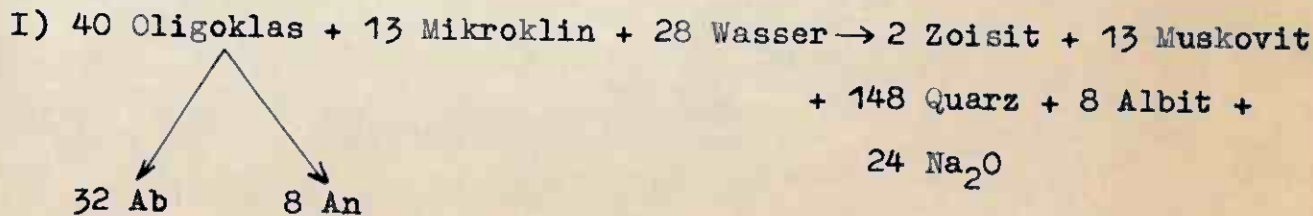
Die Zusammensetzung des Oligoklases ist in der vorliegenden Gleichung bei der vierfachen Menge des Albitmolekels gegenüber der Anorthitkomponente mit



Zum besseren Verständnis wurden schematisch der Anorthit (II)- und der Albitzerfall (III) - getrennt in 2 Gleichungen - aufgeführt. Das darf aber nicht zu dem Fehlschluß führen, daß die in Gleichung III links und rechts des Pfeils stehenden Albitkomponenten gegeneinander verrechnet werden können, da es sich einmal um im Plagioklasgitter eingebauten Albit, zum anderen um freiwerdenden, wieder auskristallisierten Albit handelt.



Gleichung I = II + III:



Man ersieht aus dieser Gleichung, daß vorwiegend Muskovit gebildet wird, während Zoisit mengenmäßig stark zurücktritt.

Tatsächlich sind die Plagioklase der Roten Gneise auch vorwiegend serizitisiert, während eine stärkere Saussuritisierung andere Ursachen hat. Des weiteren wird bei der Zersetzungsreaktion eine beträchtliche Menge Quarz in Freiheit gesetzt. Diese könnten als aggressive Agentien zur Quarzstengelbildung gedient haben. Für die Bildung der Myrmekitquarze und Albitränder existieren im wesentlichen 2 Theorien. Danach soll entweder durch Auslaugung der Plagioklase ein partieller Gitterabbau stattgefunden haben, der nur das SiO_2 -Gerüst als Relikt im Kern stehen ließ, und durch Wegführen der An-Komponente einen Albitrand erzeugte, oder aber die Quarzstengel entstanden als statisches Verdrängungsgefüge von außen durch verstärkte SiO_2 -Zufuhr und die Albitränder wurden nachträglich abgeschieden. (Nach Gleichung I wird auch Albit frei). Gegen die erste Theorie sprechen mehrere Tatsachen. Stellt man sich aggressive Agentien vor, dann ist es unwahrscheinlich, daß sie näher zum Kern einen Gitterabbau bis auf Quarzreste erzeugten, während der Rand nur bis zu Albit abgebaut wurde. Zum anderen zeigen die Albitränder kaum Myrmekitbildung, und wenn, nur äußerst feine, die als echte Lösungskanäle keinesfalls in Betracht kommen. Die Albitränder besitzen meist auf der Blasetrix einen ziemlich konstanten Durchmesser. Bei Auslaugung müßten aber recht unregelmäßig begrenzte Formen entstehen. Außerdem stehen die Quarzstengel mit konstantem Abstand senkrecht auf der Plagioklasoberfläche und breiten sich vom Rand her ohne Rücksichtnahme auf das vorhandene Gitter (Zwillingslamellen) aus. Nach DRESCHER-KADEN (1948) sollen mitunter zwar Zwillingsnähte als Ausbreitungsebenen von den Quarzstengeln benutzt werden, dies konnte aber bei den Plagioklasen der Roten Gneise nirgends beobachtet werden.

Als Beweis würde dieser Befund, sofern er auftritt, aber weder für die eine noch die andere Theorie dienen. Zu echten Auslaugungen kommt es dann, wenn Plagioklas und Mikroklin nahezu gleichzeitig bzw. eutektisch ausgefallen sind. Dies äußert sich in nicht fixierbaren Übergängen zwischen beiden Komponenten und sehr unregelmäßig ausgebildeten, unterschiedlich tiefreichenden Auslaugungsbereichen, die bei verzwillingten Individuen Auslöschungsumkehr der Lamellen gegenüber dem Kern aufweisen.

In einigen wenigen Plagioklasen der Roten Gneise treten Antiperthitbildungen als Orthoklas-Einlagerungen lokal gehäuft auf. Die meisten aber sind völlig frei davon. Ein derartiges Verhalten gleicht nach DRESCHER-KADEN (1948) einem metasomatischen Lösungseinbruch hydrothermaler Art, und nicht einer frühzeitigen Entmischung, denn stets findet man die Or-Komponente als orientierte, flächige Einlagerung auf größeren Spalt- oder Strukturebenen der Plagioklase. Dagegen soll es sich bei den Perthitbildungen der Mikrokline um echte Entmischungen handeln, die zeitlich das Intervall der Verformung Fm_1 ausgespart haben. Nach TRÖGER (1967) entsteht bei hochgradig metamorphen Bedingungen zuerst ein Sanidin-Monalbit-Mischkristall, der durch Phasentransformation und Entmischung über Orthoklaszustände langsam zu Mikroklin-Perthit umgewandelt wird. Dabei kann Mikroklin erst auftreten, wenn eine weitgehende Entmischung von K- und Na-Feldspat erfolgt ist, welche besonders durch erhöhten H_2O -Druck und tektonischen Stress verursacht wurde. Daß die Mikrokline bei ihrer Bildung unter erhöhtem Druck gestanden haben, zeigen Muskovitsprossungen, die in allen Mikroklinen der Roten Gneise auftreten und nach TUTTLE (1958) nur in palingen-granitischen

Schmelzen zu bemerken sind. Im Zuge der Umwandlung wurden im Mikroklin zuerst prädeformativ unregelmäßige Flächen-perthite auf thermischen Spaltflächen (Murchisonitebene) entmischt, während die Aderperthite erst postdeformativ auftraten. Das zeigt ihre bevorzugte Ausbildung auf Struktur- und Spaltflächen und besonders die Verdickung zu "Albitknötchen" an Kreuzungspunkten zweier solcher Flächen. In erster Linie hat die Bildung von Mikroklingroßblasten zu einer Auflösung des Gefüges geführt, wie optisch einheitlich orientierte Einschlußplagioklase und ihre zugehörigen, chemisch gleichen, freien Nachbarkörner zeigen; danach erst erfolgte die Perthitentmischung, die sehr vereinzelt in die Plagioklase eindringen kann. Vermutlich jünger als diese Vorgänge sind teilweise große hypidiomorphe Quarzstengelsprossungen in Mikroklin, da hier die Perthitschnüre scharf abgeschnitten werden. Der Mikroklin ist für eine Umwandlung zu Serizit wesentlich weniger anfällig als die Plagioklase. Größere wolkige Trübungsbereiche, besonders im Inneren bei frischerhaltenem Rand, sollte man daher besser als zergangene Grundgewebsreste betrachten, während von Spalt- und Strukturrisen ausgehende Trübungserscheinungen einer sekundären Umwandlung des Mikroklin zu Serizit zugeordnet werden können. Die Mikrokline haben durch die Verformung Fm_1 teilweise geringfügige Translationen des Gitters erlitten. Einige Mikrokline zeigen auch druckbedingt eine schwach undulöse Auslöschung. Erst bei der Verformung Fm_2 reißen größere, teils unversehrte, teils sekundär mit Quarz oder Albit gefüllte Rupturen auf. Im großen und ganzen erscheint der Mikroklin aber mechanisch viel unbeanspruchter und spannungsfreier als der sehr druckempfindliche Quarz. Nach Gleichung I wird bei der Umwandlung der Plagioklase noch Na_2O frei, das als potentielle Albit-

komponente in Betracht kommt und postmikroclin auf Korngrenzen zwischen Großblasten als Albitkorngefüge ausgeschieden werden kann. Alle freien Quarze der Roten Gneise zeigen durch die Verformung Fm_1 druckbedingte undulöse Auslöschung und teilweise Zerlegung in Subindividuen bis hin zu "Hieroglyphenformen", die in der nachfolgenden Rekristallisationsphase zu keiner vollkommen geordneten Form mehr fanden. Bei der Verformung Fm_2 erfolgte eine Zerlegung in Pflasterstrukturen, teils um intakte Quarzkerne sowie eine Ausbildung gröberer Rupturen, die später nicht mehr verheilten. Selbst bei den jüngsten Kluftfüllungen durch Quarz kann noch eine nachfolgende Deformation und Zerlegung in kleinere eckige Körner erkannt werden. Die zeitliche Zuordnung der mikropegmatitischen Verwachsungen von Plagioklas und Quarz sowie der gröberen Quarzstengel in Mikroclin bereiten Schwierigkeiten. Daß es sich dabei um Abbauprodukte von bereits vorhandenen größeren Quarzblasten gehandelt haben könnte, ist unwahrscheinlich, denn einmal treten diese Bildungen vergleichsweise selten auf, zum anderen lassen sich keine Relationen zu benachbarten freien Quarzkörnern finden. Daher können diese undeformierten Quarzeinschlüsse entweder eutektisch gebildet worden sein und waren somit, da sie größere Bereiche der Feldspatgitter einnahmen, gegen Druckbeanspruchung weitgehend abgeschirmt, oder aber es liegen sekundäre Infiltrationen vor, die sehr spät nach der Verformung Fm_2 erfolgten und daher keine Druckbeanspruchung zeigen.

Die Altersfolge der jüngeren Kluftfüllungen, die in einigen Schliffen auftreten, wurde bereits unter der petrographischen Beschreibung gegeben.

9.2. Zur Genese der Grauen Gneise und ihrer Molybdänerze

Die Bildung der Erzlagerstätten ist mit der der Grauen Gneise genetisch verbunden und soll daher gemeinsam betrachtet werden. Wie die erzmikroskopischen Untersuchungen zeigten, lagen die Erze bereits vor der Metamorphose im Verband mit *weilhe* den heutigen Grauen Gneisen vor, da einige Erzminerale metamorph umgewandelt und teilweise umgelagert wurden. Für die Entstehung der Molybdän-Kupfervorkommen im Flottorpgebiet kommt vorwiegend der Festlandsdetritus in Betracht, dazu untergeordnet noch eine Ausfällung der im Meerwasser ionar gelösten Elemente als Schwermetallsulfide. Ob vor der Ausfaltung des Geosynklinaltroges extrusive Laven oder Tuffe mit höheren Erzgehalten vorgelegen haben, könnte durch eine Untersuchung des Cr/Ni-Verhältnisses der Amphibolite sowie der Schwefelisotope der Erze festgestellt werden. Sowohl Laven und Tuffe als auch Mergel liefern bei hochgradiger Metamorphose mikroskopisch nicht unterscheidbare Amphibolite. Dabei besitzen aber die aus Mergeln entstandenen Amphibolite einen extrem niedrigen Ni-Gehalt. Ein Kriterium für die sedimentäre Entstehung liefert der mikroskopische Befund, nach dem Hornblende und Muskovit in den Amphiboliten nicht in direktem Kontakt stehen und die Amphibolite lagenweise recht unterschiedlich zusammengesetzt sind. Wenn auch die hier zunächst behandelte Frage nach der Herkunft der Erze nicht gesichert ist, läßt sich doch ihre syngenetische Bildung aus Feldebefunden und mikroskopischen Beobachtungen ablesen. Dafür sprechen folgende Beobachtungstatsachen:

- 1) Von 3 vorhandenen, in ihrer Mächtigkeit wenig schwankenden Horizonten der Grauen Gneise innerhalb der unvererzten Roten Gneise, bleibt die Vererzung auf die unteren beiden beschränkt.

Sie erweist sich über größere streichende Distanzen als horizontbeständig;

2) Auch die Ausbildung der durchweg armen Erze reicht bei gleicher mineralogischer Zusammensetzung und Mächtigkeit über eine bisher bekannte Erstreckung von rd. 20 km;

3) Es existieren lagenweise Anreicherungen des Molybdänglanzes in verschiedenen Gneistypen mit s-parallelem Gefüge. Imprägnationen anderer Sulfide des Cu und Fe treten bevorzugt in hellen Bändern und in Gesteinen auf, deren Gefüge durch unterschiedliche Ursachen weitgehend aufgelöst ist;

4) Es sind im Nahbereich keine postorogenen Granite aufgeschlossen, die als Erzbringer in Frage kommen, ebenso fehlen Zufuhrkanäle, die als Aufstiegsbahnen für Lösungen gedient haben könnten; im Gegenteil nimmt die Erzführung mit Annäherung an größere Störungen allgemein ab;

5) Die Primärsulfidgenese entspricht in ihrer Pauschalzusammensetzung mit Molybdänglanz, Kupferkies, Pyrit, Zinkblende u.a. weitgehend der eines Kupferschiefervorkommens unter ^{+ hydrothermalen Vorkommen} reduzierenden Sedimentationsbedingungen (Typ Zechstein). Die überwiegend abgerundeten Erzkörner sind unregelmäßig im Gestein verteilt (ausgenommen der Molybdänglanz) und sind, wenn sie nebeneinander ^{aha!} liegen, scharf voneinander abgegrenzt. Echte Verwachsungen und Verdrängungen sind kaum zu erkennen;

6) Erzmikroskopisch läßt sich nachweisen, daß einige Erzminerale oder Aggregate bei der Metamorphose umgewandelt wurden. So werden häufig die Ti-Gehalte der Magnetite bei hochgradiger Metamorphose entmischt und teils wieder randlich am gleichen Korn ausgeschieden. Die Kupferkiese können durch die Verformung Fm_1 druckbedingt in optisch unterschiedlich anisotrop auslöschende Felder zerlegt werden.

Pyrit wird mitunter in Markasit umgewandelt. Daß es sich tatsächlich um eine sekundäre Umwandlung handelt, kann aus der unvollständigen Pseudomorphose von Markasit nach Pyrit abgelesen werden, da einige Markasitkörner noch unregelmäßig begrenzte Restpartikel von Pyrit enthalten. Pyrit kann durch Sammelkristallisation sekundär idiomorphe Einkristalle ausbilden;

7) Die Frage nach der Entstehung der Fahlbänderz- und Imprägnationserztypen läßt sich nur aus dem gesamten Lagerstättenverband ableiten. Danach stehen die an die Grenzen der Amphibolitischen Bändergneise gebundenen Molybdänglanzlagen weitgehend im primären Verband, während bei der Migmatitbildung und der damit verbundenen Trennung in helle und dunkle Bänder der Molybdänglanz beim melanokraten Teil verblieb. Die anderen Sulfide wanderten teilweise in den leukokraten Teil mit ab und wurden dann regellos zwischen die Quarz-Feldspatpartien verstreut. In Gneispartien, die wenig oder keinen Biotit enthalten, kann der Molybdänglanz ersatzweise an geplättete und geregelte dünne Quarzlagen gebunden sein. Im allgemeinen ist der Molybdänglanz aber nicht stärker mobilisiert worden. Sekundäre Anreicherung wird allenfalls durch Quarz erreicht. So ist eine Wanderung gebunden an Quarzadern in den Sattel- und Muldenkernen von Spezialfalten sowie an kleintektonischen Störungen gegeben. Dabei wurde der Molybdänglanz bei der Kristallisation des Quarzes wieder abgedrängt und randlich abgeschieden. Diese Eigenschaft des Quarzes, andere, bereits kristalline Komponenten, besonders auch Biotit, aus dem primären Gefüge zu verdrängen, kann in vielen Schliffen nachgewiesen werden. Nach dem bisher Gesagten stellen demgegenüber die Imprägnationserze die an Molybdänglanz stark verarmten Gneispartien

dar. Das erklärt die Tatsache, daß "Imprägnationen" auch neben molybdänglanzführenden, lagenweise angereicherten Partien auftreten können, während sie sonst bevorzugt in den Schlierigen Gneisen anzutreffen sind.

Die kartierten drei Großzonen der Grauen Gneise bestehen hauptsächlich aus Gemischten Biotitbändergneisen, Schlierigen Gneisen und untergeordnet auch Amphibolitischen Bändergneisen, deren Kristallisations-Deformationsverhältnisse zusammengefaßt betrachtet werden können (s. Tabelle 13). Für den Amphibolitischen Bändergneis gilt das Kristallisations-Deformationsverhältnis nur für die in ihm auftretenden Minerale, gedanklich müssen daher die Minerale Mikroklin und die jüngeren Bildungen Epidot und Kalkspat aus dem Schema eliminiert werden. Da der größte Teil der vorhandenen Minerale in den Amphibolitischen Bändergneisen nicht schmelzflüssig wurde, muß ihre stark schwankende Zusammensetzung einerseits vom sedimentären Ausgangsmaterial, andererseits vom Metamorphosegrad abhängig sein. So treten in Schliff D 133 Apatitgehalte von angenähert 5% auf, die nur als stärkerer Anteil des sedimentären Ausgangsmaterials gedeutet werden können, da sie durchweg stark gerundet sind. Auch die relativ hohen Titanitgehalte in diesem Schliff lassen sich nicht ausschließlich mit sekundärer Entmischung aus Magnetit erklären, da der übrige Erzgehalt etwa dieselbe Größenordnung besitzt. Auch fehlen Anzeichen einer sekundären Kalziumzufuhr, wenn man von geringfügigen Kalkspatausscheidungen in Plagioklas absieht, die aber auch andere Entstehungsursachen haben können. Die Bildung von Hedenbergit erfolgt aus einem Sand- und Dolomitanteil der Ausgangsgesteine. Dabei erweisen sich die Pyroxene allgemein instabiler

mengenmäßigen Anteile verläuft schematisch nach Tabelle Nr. 14 etwa folgendermaßen:

Tabelle Nr. 14

		Pyroxen	Hornblende	Biotit
zunehmende Metamor- phose	Pyroxen-Amphibolit	5 - 10 %	40 - 60 %	fehlt
	Biotit-Amphibolit	spurenhaft vertreten	30 - 40 %	max. 10 %
	Hornblende-Biotit- Gneis	nicht mehr stabil	um 5 %	10 - 20 %

Der Hornblende-führende Biotitgneis gehört aber nicht mehr zu den Amphibolitischen Bändergneisen, sondern bereits zu den Gemischten Biotitbändergneisen. Für die Sprossung von Hornblende auf Kosten von Pyroxen sind wenige Anzeichen vorhanden. Nur vereinzelt findet man Pyroxene, deren Ränder an einigen Stellen zu Hornblende umgebildet wurden, die Übergänge zum Pyroxenkern sind undeutlich. Dagegen wird die Hornblende von Biotit teilweise regelrecht "aufgefressen". Der Beginn der Biotitsprossung erfolgt meist von Schwächezonen aus als dünne, lange, unregelmäßige Scheite. Danach dringt Biotit von den Korngrenzen in die Hornblende vor, wobei auf den gemeinsamen Grenzflächen dünne Erzfilme entmischt werden, da der vorhandene Erzgehalt bei sinkender Temperatur nicht in das Biotitgitter eingebaut wird. Reste resorbierter Hornblenden finden sich in diesen Biotiten in Form dünner Schläuche, die vermutlich aus Feldspatsubstanz bestehen in myrmekitähnlicher Anordnung. Die Verformung Fm_1 äußert sich bei den Amphibolitischen Bändergneisen hauptsächlich in einer Erweiterung der vorhandenen Spaltflächen der Pyroxene und der Hornblenden mit unbedeutenden Gittertranslationen. Die Plagioklase der Grauen Gneise besitzen durchweg höhere An-Gehalte als die der Roten Gneise. In den

Amphibolitischen Bändergneisen sind sie überwiegend verzwillingt, häufig gleichzeitig nach mehreren Gesetzen und überwiegend in frischem Erhaltungszustand. Eine Verformung Fm_1 läßt sich nur ganz vereinzelt an schwach verbogenen Lamellen erkennen, allgemein scheint sie zu fehlen. Bei der Verformung Fm_2 kommt es dagegen zur Ausbildung gröberer Rupturen, die besonders an mehrfach verzwillingten Körnern gut beobachtet werden können. Sie verursachen die Ausbildung einer würfeligen Spaltbarkeit mit geringfügigen Gittertranslationen. Die Hauptmasse der erzarmen und frischen Biotite zeigt keine Verformung Fm_1 , da sie erst danach gesproßt sind. Auch bei den älteren Biotiten äußert sie sich nur in einer schwachen Verbiegung mit beginnender undulöser Auslöschung. Die Verformung Fm_2 bedingt dagegen, sofern sie in dem betreffenden Schliff beobachtet werden kann, stets ein Zerbrechen der Biotite. Die mit Amphibolitischen Bändergneisen verwachsenen Molybdänglanzlagen besitzen dagegen deutlich undulöse Auslöschung und werden durch die Verformung Fm_1 teilweise aufgefiedert. Bei der Verformung Fm_2 werden die Molybdänglankristalle in kleinere Subindividuen zerlegt und auf Grund ihrer hervorragenden Gittertranslation ist eine bruchhafte Zerlegung bei ihnen nicht zu erwarten. Die auf Intergranularen zu beobachtende spärliche Quarzföhrung ist sehr spät zu datieren, wahrscheinlich erst nach der Verformung Fm_2 , denn diese Quarze bilden dünne, vollkommen unbeeinflusste Schläuche. In Schliff A 27 tritt Quarz in Form langausgewalzter Zeilen auf, der kräftig undulös und teilweise in Subindividuen zerlegt wurde. Dieser Quarz gehört zum primären Bestand, da er durch die Verformungen Fm_1 und Fm_2 beeinflusst wurde.

Die Schlierigen Gneise, aber auch die Gemischten Biotitbändergneise besitzen einen unterschiedlich hohen Mikroklinbestand. Geht man von der Annahme aus, daß zumindest die postplagioklassen Sprossungen großer Mikroklinblasten nicht aus dem sedimentären Ausgangsmaterial der Grauen Gneise hervorgegangen sind, kann die Mikroklinsubstanz nur durch Eindringen von Schmelzen der Roten Gneise erklärt werden. Dabei können zwei Ursachen das Eindringen dieser Schmelzen ermöglicht haben. Entweder waren die Grauen Gneise bereichsweise stärker schmelzflüssig und konnten sich demzufolge stärker mit den Roten Gneisen vermischen, oder aber es sind überhitzte Schmelzen Roter Gneise in höhere Niveaus aufgestiegen und haben eine partielle Aufschmelzung der Grauen Gneise verursacht. So kann man eine Abfolge: 1) wenig differenzierter, 2) stark differenzierter Biotitbändergneis, 3) Schlieriger Gneis mit Biotit- und Quarzschlieren, 4) Schlieriger Gneis mit unregelmäßigen Biotitaggregaten, nur mit gewissen Einschränkungen als Abstufung der Intensität der metamorphen Umwandlung betrachten, wenn auch bei einer Druck-Temperaturerhöhung sicher eine derartige Abfolge zu erwarten ist. Für beide Möglichkeiten aber gibt es im Flottorpgebiet Beispiele. Im Bereich der Sattelzone der alten Grube "Øvre Flottorp" bis zum Eptevann tritt an den Sattelflanken der Grauen Gneise häufig eine randlich unterschiedlich mächtige Partie von Schlierigen Gneisen auf, während der Rest überwiegend aus Gemischten Biotitbändergneisen und Amphibolitischen Bändergneisen besteht. Hier erfolgte eine partielle Aufschmelzung der Grauen Gneise durch höher temperierte Schmelzen der Roten Gneise. Dagegen dürfte die östliche Sattelflanke der Mittleren Zone der Grauen Gneise in diesem Bereich, die nahezu nur aus Schlierigem Gneis besteht, durch weitgehende autigene Mobilisation

entstanden sein. Verfolgt man diese Überlegungen weiter, dann zeigt sich, daß die obere Zone der Grauen Gneise zugleich auch die vergleichsweise minimal umgewandelte Zone ist.

Denn einmal beschränkt sich der wenig differenzierte Typ der Gemischten Biotitbändergneise fast nur auf die westliche Mulde, zum anderen treten nur hier noch Pyroxen-Amphibolite auf.

In dem wenig differenzierten Typ der Gemischten Biotitbändergneise ist wegen zu geringen Schmelzanteils die Trennung in Melanosom und Leukosom nur unvollständig erfolgt, wie auch die Schliffuntersuchungen zeigen. Trotzdem können besonders an der Grenze zu den Roten Gneisen diese recht beträchtliche Mikroklingealte in Form kleiner Blasten in hellen Bändern aufweisen, wie z.B. die Schliffe D 35 und 38 zeigen. Bei dem stärker differenzierten Typ erfolgte eine scharfe Trennung der dunklen und hellen Bänder, wobei besonders die Quarz-Feldspatanteile auf Grund ihrer größeren Fluidität bei der Verformung Fm_1 teilweise in sich spezialverfaltet wurden und dabei häufig Biotite und auch Hornblenden zerbrochen haben. Auch in diesem Typ können vereinzelt Mikroklinblasten auftreten. Eine stärkere Infiltration von Schmelzanteilen der Roten Gneise kann aber nicht stattgefunden haben, denn dann müßten sie auf Grund der höheren Temperaturen bereits zu Schlierigen Gneisen umgewandelt worden sein. Diese wiederum zeichnen sich durch eine stärkere bis völlige Gefügeauflösung und eine ebenso schwankende Zusammensetzung aus. Wenn in den Schlierigen Gneisen mit unregelmäßigen Biotitaggregaten größere, meist runde Mikroklinblasten auftreten, können diese dem Gneistyp mit großen runden Feldspäten so ähnlich werden, daß sie im Handstück nicht völlig zweifelsfrei von diesem zu unterscheiden sind. Daher stellen die Schlierigen Gneise einen

Übergangstyp zu den Roten Gneisen dar. Die wichtigsten Unterschiede zwischen dem Gneis mit großen runden Feldspäten einerseits und dem Gemischten Biotitbändergneis andererseits sowie dem Schlierigen Gneis, der eine Mittelstellung zwischen beiden einnimmt, sind in der folgenden Tabelle Nr. 15 zusammengefaßt.

9.3. Zur Genese der Ganggesteine

Die Ganggesteine entsprechen in ihrer Zusammensetzung und ihrem Kristallisations-Deformationsverhältnis deutlich den Roten Gneisen. Es handelt sich dabei um allseitig begrenzte Hohlraumfüllungen, in denen entweder verarmte Restschmelzen als Pegmatite und in Quarz-Feldspatgängen unter Druckentspannung oder aber Aplite unter stärkerem Druck teils auf Gangspalten, teils als Abquetschungen stärker mobiler Partien in Form von Adern auskristallisierten.

Wie Vergleiche des Gefüges und des Chemismus ergeben, handelt es sich bei den Quarz-Feldspatanreicherungen um ein Differenzierungsprodukt, das an Ort und Stelle allmählich aus dem Gesteinsverband hervorging. Ob dabei Pegmatite oder Quarz-Feldspatadern entstanden, dürfte vorwiegend von den gegebenen Raumverhältnissen abhängig sein. Während bei den Pegmatiten zuerst die Biotite und Feldspäte auskristallisierten und der Quarz als Kern den verbleibenden Hohlraum füllte, hat bei den Quarz-Feldspatadern der Quarz die bereits vorhandenen Feldspäte wieder aus ihrem Gefüge verdrängt und sich auf den Intergranularen weiter ausgebreitet. Die Feldspäte Plagioklas und Mikroklin sind dabei nahezu eutektisch gefällt worden, wie intensive und unscharf begrenzte Verwachsung zwischen beiden zeigt. Eine stärkere Erzführung von Sulfiden ist in diesen Quarz-Feldspatdifferentiaten aus Roten Gneisen

Tabelle Nr. 15

	Gneis mit großen runden Feldspäten	Schlieriger Gneis mit Biotitaggregaten	Schlieriger Gneis mit Biotit- und Quarzschmitzen	Gemischter Biotitbändergneis (stark differenzierter Typ)
Korngröße	außer großen runden Mikroklinblasten höchstens mittelkörnig	ausgesprochen grobkörnig	mittel- bis grobkörnig	Leukosom vorwiegend grobkörnig Melanosom klein-bis mittelkörnig
Plagioklas (Serizitisierungsgrad)	durchweg serizitisiert	teilweise serizitisiert	teilweise serizitisiert	wenig serizitisiert
An-Gehalte	20 - 25	20 - 25 und 30 - 35	20 - 25 u. 30 - 35	25 - 35
Verzwilligung der Plagioklas	vorwiegend nach Albitgesetz	neben Albitgesetz noch seltener Periklingesetz	neben Albitgesetz noch seltener Periklingesetz	Albitgesetz und häufig Periklingesetz
Gefügeregelung	Biotit, Hornblende und Quarz teilweise geregelt	weitgehend ungeregelt, Biotite bilden wirrstrahlige Aggregate	Biotit und + Quarz bilden gut ausge-regelte Aggregate	durchweg geregelt
Plagioklas: Mikroklinverhältnis	kleiner 1:1	bei Infiltration Roter Gneise kleiner 1:1; bei Aufschmelzung aus Grauen Gneisen, ohne stärkere Infiltration größer 1:1	allgemein größer 1:1	stets wesentlich größer 1:1
Wichtige Akzessorien	Orthit, spärliche Hornblendereste	Hornblendereste unter 5%, Orthit fehlt, spärliche Epidotführung	Hornblende- und Pyroxenreste, spärliche Epidotführung, Orthit	Hornblende als wichtiger Nebenbestandteil, Epidot und Orthit fehlen

nicht zu erwarten. Außer Spuren von Magnetit, der mit Quarz verwachsen ist, fehlen andere Erze. Auch in Gebieten, wo die Quarz-Feldspatadern querschlägig in Grauen Gneisen verlaufen, haben die stark abgekühlten Schmelzen keine Auflösung und sekundären Erzanreicherungen bewirkt. Die aus dem Bereich der Anatexis in tiefreichenden Gangspalten aufgestiegenen Aplite besitzen einen deutlich höheren Biotit- und Orthitgehalt als die aplitischen Adern. Auch diese Gangfüllungen besitzen keine bedeutenden Erzgehalte, da sie ausschließlich auf Areale der Roten Gneise beschränkt bleiben. Die aus verschiedenen Grauen Gneisen abgepreßten Venite können dagegen an ihren Grenzen bedeutende Erzanreicherung besitzen. Wegen der erhöhten pT -Bedingungen bei ihrer Bildung waren sie in der Lage, größere Mengen von Schwermetallsulfiden zu lösen, die bei ihrer Kristallisation wieder an den Rändern dieser Ganggesteine zum Absatz kamen.

10. Zusammenfassung der Arbeitsergebnisse

In den Sommermonaten des Jahres 1966 wurde im Sørlandet/Südnorwegen das ca. 50 km^2 große Gebiet von Flottorp (rd. 75 km nördlich von Mandal) im Maßstab 1:12.500 nach dem Prinzip der Leitschichtenkartierung geologisch aufgenommen und petrographisch untersucht.

10.1. Zusammenfassung der Feldbefunde

10.1.1. Petrographie und Stratigraphie

Die durchweg NNE-SSW streichende Gesteinsfolge des teils hochmetamorph-migmatitischen, teils anatektisch-granitischen Kristallinsockels des norwegischen Grundgebirges ließ sich nach Mineralbestand und Ausbildung des Gefüges in zwei Großserien

- 1) Die Roten Gneise und 2) Die Grauen Gneise

gliedern.

Die Serie der Roten Gneise wurde nach Abnahme der Korngröße und der Gefügeregelung in folgende petrographischen Kartiereinheiten weiter unterteilt und beschrieben:

- 11) Augengneis,
- 12) Gneis mit großen runden Feldspäten,
- 13) Regulärer Gneis,
- 14) Granitgneis mit kleinen eckigen Feldspäten,
- 15) Grobkörniger Granitgneis,
- 16) Feinkörniger Granitgneis.

Die Serie der Grauen Gneise ließ sich vorwiegend nach unterschiedlichem Mineralbestand, Intensität der Trennung in helle und dunkle Komponenten und weniger stark nach Gefügemerkmalen weiter unterteilen in:

- 21) Amphibolitischen Bändergneis,
- 22) Gemischten Biotitbändergneis,
- 23) Schlierigen Gneis.

Die Gesamtmächtigkeit der im Flottorpgebiet aufgeschlossenen Metamorphite der Katazone beträgt etwa 1000 m. Unter Berücksichtigung des Großfaltenbaus wurden die im Streichen langaushaltenden Zonen der Grauen Gneise als Leitschichten verwendet und mit ihrer Hilfe eine petrographisch-stratigraphische Gliederung vorgenommen. Danach ließen sich innerhalb der zwar petrographisch unterteilbaren, stratigraphisch aber wegen häufiger Wechsel mit unscharfen Übergängen nicht fixierbaren Serie der Roten Gneise 3 Zonen Grauen Gneises ausscheiden:

- 1) Eine obere Zone der Grauen Gneise mit durchschnittlich 50 m Mächtigkeit
- 2) Eine mittlere Zone der Grauen Gneise mit durchschnittlich 100 m Mächtigkeit
- 3) Eine untere Zone der Grauen Gneise mit durchschnittlich 30 m Mächtigkeit.

10.1.2. Tektonik

Großtektonisch wurde das Kartiergebiet in 3 Einheiten aufgeteilt.

- 1) Das Gebiet mit flacher Lagerung nördlich der Eptevann-Störung, das im W durch einen 20 - 30 m mächtigen Quarz-Aplitgang (Mjävannstörung) abgeschnitten wird.
- 2) Die von S nach N sich erstreckende Mulde im W des Kartiergebietes, die von der Eptevannstörung nicht beeinflusst wird.
- 3) Die Sattelzone, die im E vom Gydalen bis zur Eptevannstörung reicht.

Es wurde mit Messungen von s-Flächen und zugehörigen b-Lineationen aus den Grauen Gneisen und Darstellungen im Schmidt'schen Netz für diese 3 Teilgebiete gezeigt, daß sie einem einmaligen Akt parakristalliner Deformation mit gleichen Faltungsrichtungen:

$B_1 = 11/2 \text{ NE}$ und $B_2 = 13/7 \text{ SW}$ unterworfen waren und somit

eine großtektonische Einheit bilden.

Die auf Metamorphose und Faltung bezogene, postorogene Bruchtektonik drückt sich im Kluftgefüge der Metamorphite und in Störungen aus. In einem statistisch ausgewerteten Querprofil von Verdal nach Håland ließen sich in der Sammeloleate 4 Hauptmaxima mit den Raumlagen $30^{\circ}/90^{\circ}$, $60^{\circ}/90^{\circ}$, $125^{\circ}/90^{\circ}$ und $170^{\circ}/90^{\circ}$ ausmachen.

Setzt man einen zeitlichen und räumlichen Wechsel für die a-Richtung aus der horizontalen Anordnung (Faltung) in eine vertikale Raumlage (Hebung) voraus, so lassen sich im 1. Fall die Kluftrichtungen von $60^{\circ}/90^{\circ}$ und $125^{\circ}/90^{\circ}$ als hkO-Flächen deuten, während die Maxima von $30^{\circ}/90^{\circ}$ und $70^{\circ}/90^{\circ}$ dann den B-Achsen der Faltung als zweiseitig zugeordnete Maxima entsprechen, welche die ac-Stellung zu b einrahmen. Im 2. Fall entsprechen die Klüfte als hkO-Flächen fast rechtwinklig zueinander angeordneten Scherflächenpaaren. Sie lassen sich dann zu einem spitzwinklig und einem stumpfwinklig zu den B-Achsen verlaufenden Paar zusammenfassen und besitzen rhombische Symmetrie. Die aus der Klüftung entwickelten Seitenverschiebungen entsprechen hkO-Flächen bei horizontaler a-Achse, während die $60^{\circ}/90^{\circ}$ -Kluftrichtung für Bruchtektonik bei vertikaler Raumlage beherrschend ist. Die Hauptstörungen, die teils offen, teils mit Quarz oder Aplit gefüllt sind, entsprechen gleichzeitig den ausgezählten Maxima der Klüftung mit Richtungen von:

NNE-SSW (Mjåvvannstörung)

ENE-WSW (Kvåle-Øvre Flottorp-Störung)

ESE-WNW (Teile der Eptevann-Störung)

NNW-SSE (Teile der Juvann-Störung)

10.1.3. Bergbauversuche und Untersuchungsarbeiten im Flottorpgebiet

In einem gesonderten Kapitel werden die Bergbauversuche und Förderdaten von 1915/19 und Untersuchungsarbeiten von 1912/66 auf das Molybdänvorkommen Flottorp unter Auswertung unveröffentlichter Arbeiten aus dem norwegischen Bergarchiv beschrieben. Es werden die wichtigsten Daten der stärker vererzten, abgebauten und untersuchten Gebiete sowie eine Spezialaufnahme von Bohrungen aus dem Bereich der alten Grube Øvre Flottorp gegeben.

Im geologischen Verband treten die unteren beiden Horizonte der Grauen Gneise als Erzträger auf. Die Erzparagenese umfaßt Molybdänglanz, Kupferkies, Magnetit, Pyrit, Magnetkies, Markasit und akzessorisch Zinkblende. Im wesentlichen liegen beim Flottorp-Molybdänvorkommen zwei Strukturtypen vor, die für Bereiche mit höheren MoS_2 -Gehalten als Fahlbänderztyp und untergeordnet als Imprägnation mit Aplitgängen auftreten. Die Fahlbänderze beschränken sich auf Graue Gneise mit deutlich ausgeprägtem s-Gefüge, während Imprägnationen in allen anderen Grauen Gneistypen auftreten können. Teilweise besitzen auch Fahlbänderze zusätzlich Imprägnationen.

10.2. Zusammenfassung der mikroskopischen Untersuchungen

Durch die mikroskopische Untersuchung wurden die Feldbeobachtungen weitgehend untermauert und teilweise ergänzt. Die Zweiteilung in Rote und Graue Gneise und deren weitere petrographische Untergliederung kann analog der makroskopischen Beschreibung aufrecht erhalten werden. Die Ganggesteine und Kluftfüllungen wurden gesondert besprochen. Die Mineralzusammensetzung aller Schliffe wurde mittels Pointcounter ausgezählt und in tabellarischer Form dargestellt. Dadurch

konnten einige im Gelände schwer abgrenzbare Gesteinstypen mikroskopisch zweifelsfrei getrennt werden. Nach Beschreibung der Kornformen, Verwachsungen, Verdrängungen, Einschlüsse und metamorphen Umbildungen der Einzelminerale im Dünnschliff folgen die Anschliffuntersuchungen der Molybdänerze in gleicher Weise.

10.3. Zusammenfassung der genetischen Betrachtungen

Die genetische und paläogeographische Entwicklung des Flottorp-gebietes ist im größeren geologischen Rahmen zu betrachten: Danach wird das Flottorp-Molybdänvorkommen einem metamorphen Cu-Mo-Gürtel zugeordnet, der sich in NE-SW-Richtung vom Oslo-Graben bis zur Küste bei Egersund-Kristiansand erstreckt und die südnorwegischen Molybdänlagerstätten von Knaben, Gursli, Tørdal, Dalen u.a. einschließt und im N durch die Telemark-Formation, im S durch die Kongsberg-Bamble-Formation begrenzt wird. Es wird aus den Arbeitsergebnissen hypothetisch gefolgert, daß diese Region einen ehemaligen Geosynklinaltrog darstellt, der 4 Hauptphasen der geotektonischen Entwicklung durchlief:

- 1) Die Entwicklung eines marinen Geosynklinaltroges mit Schüttungen von mächtigen Grauwacken und Sanden, in die mehrere Horizonte von Mergeln und Tonen eingeschaltet worden sind, welche teilweise als Erzträger fungieren.
- 2) Nach Auffüllung des Sedimentationstrogos erfolgten nacheinander oder gleichzeitig:
eine Tiefenversenkung,
eine Ultrametamorphose und
eine Fließfaltung im Rahmen einer orogenen Großfaltung.
- 3) Nach weitgehender Abkühlung folgte eine Heraushebung größerer Gebiete en bloc mit der Bildung einzelner Großbeulen durch intrakrustale Granite. Die postorogene Deformation bedingte

unterschiedliche Kluft- und Störungssysteme, jeweils bezogen auf tektonische Achsen.

4) Die langzeitige intensive Verwitterung und die zeitweilige Vergletscherung bewirkten eine weitgehende Abtragung und legten die Gebirgswurzeln frei.

Unter Berücksichtigung der Kristallisations-Deformationsabfolge im katazonalen Bereich einer regionalen Dynamometamorphose des Flottorpgebietes können mit Hinblick auf die primären Ausgangsbestände folgende zusammenfassenden Feststellungen getroffen werden:

10.3.1. Die Entstehung der Roten Gneise

Die Roten Gneise sind aus Meta-Grauwacken, Arkosen und Sandsteinen entstanden. Die Rückschlüsse, die zu dieser Annahme berechtigen, liefern im wesentlichen die Untersuchungen von H.v. PLATEN (1965) und H.G.F. WINKLER (1967) über das Q-Ab-An-Or-(H₂O)-System unter spezieller Berücksichtigung des Ab/An-Verhältnisses sowie die Kristallisations-Deformationsabfolge und der Mineralbestand dieser Gesteine. Daneben wurden die wichtigsten Ergebnisse der Untersuchungen von H.v. PLATEN (1965) Tabellen Nr. 9 - 11, zur Aufstellung einer Abfolge der Roten Gneise bei zunehmender anatektischer Intensität herangezogen.

Die Abfolge:

- 1) Augengneis
- 2) Gneis mit großen runden Feldspäten
- 3) Regulärer Gneis
- 4) Gneis mit kleinen eckigen Feldspäten
- 5) Grobkörniger Granitgneis
- 6) Feinkörniger Granitgneis

zeigt nur geringfügige Unterschiede. Dabei läßt sich keine Abhängigkeit zwischen der Ausbildung eines geregelten Gefüges und dem Grad der Anatexis erkennen. Das Ausgangsmaterial der

weitgehend aufgeschmolzenen Roten Gneise dürfte von einheitlicher Zusammensetzung gewesen sein, wie der recht konstante heutige Mineralbestand und das durchschnittliche Ab/An-Verhältnis zeigen. Geringfügige Verschiebungen des Mineralbestandes der an H_2O gesättigten Schmelzen treten bei erhöhten pT-Bedingungen auf. Einmal wird der Biotitanteil niedriger, da seine K-Komponente teilweise zur Bildung von Mikroklin verwendet wird, zum anderen ändert sich das Q-Ab-Or-Verhältnis (Tabelle 10), wonach bei Druckerhöhung zunehmend mehr Ab auf Kosten von Or und Q gebildet werden, wie dies besonders beim Feinkörnigen Granitgneis der Fall ist.

10.3.2. Die Entstehung der Grauen Gneise

Die Grauen Gneise dürften aus mergeligen und tonigen Sedimenten entstanden sein. Speziell für die Amphibolitischen Bändergneise ist die Möglichkeit einer Bildung aus Vulkaniten nicht völlig auszuschließen. Der recht unterschiedliche Mineralbestand und die mikroskopischen Befunde liefern dafür aber keine Hinweise. Eine Änderung des Mineralbestandes tritt aber außerdem noch bei zunehmender Metamorphose auf. Danach entsteht aus Pyroxen-Amphibolit-Biotit-Amphibolit und schließlich ein Hornblende-führender Biotitgneis. Für die anderen Gesteine der Grauen Gneise gilt folgendes Differentiations-schema:

- | | |
|--------------------------------------|--|
| 1) Gemischter Biotit-
bändergneis | a) wenig differenzierter Typ
b) stark differenzierter Typ |
| 2) Schlieriger Gneis | a) mit Quarz und Biotitschlieren
b) mit unregelmäßigen Biotitaggregaten |

Es zeigt sich, daß die obere Zone der Grauen Gneise zugleich auch die vergleichsweise minimal umgewandelte Zone ist. Denn einmal beschränkt sich der wenig differenzierte Typ der Gemischten Biotitbändergneise fast nur auf die westliche Mulde, zum anderen treten nur hier noch Pyroxen-Amphibolite auf.

Während die An-Gehalte der Plagioklase der Amphibolitischen Bändergneise stets deutlich höher sind als in den Roten Gneisen, treten bei den Gemischten Biotitbändergneisen und Schlierigen Gneisen daneben auch noch niedrigere auf. Die Ursache dafür hängt mit einer unterschiedlich starken Infiltration bzw. Vermischung mit Roten Gneisen zusammen, wie auch wechselnde Mikroklingehalte zeigen. Eine Infiltration erfolgte einerseits durch höher temperierte aufgestiegene Schmelzen der Roten Gneise, die eine partielle, meist randliche Aufschmelzung bewirkten oder bei autigener Mobilisation von Grauen Gneisen zu einer weitgehenden Vermischung führten.

10.3.3. Die Entstehung der Sulfidischen Erze

Die sulfidischen Erze bildeten in den ehemals bituminösen Mergeln einer Stillwasserfazies schichtige Horizonte und können daher dem Typ Kupferschiefervorkommen zugerechnet werden, wie er in ähnlicher Ausbildung im Zechstein Mitteldeutschlands und Polens vorliegt. Trotz metamorpher Überprägung läßt sich die syngenetische Bildungsweise aus Feldbefunden und mikroskopischen Beobachtungen ablesen. Von besonderer Bedeutung ist dabei, daß bestimmte Erzminerale an bestimmte Gesteinstypen gebunden sind. Andererseits läßt sich nachweisen, daß einige Erzminerale oder -aggregate bei der Metamorphose in recht unterschiedlicher Weise beeinflusst oder umgewandelt wurden.

Sowohl aus den experimentellen Untersuchungen der Anatexis von H.v.PLATEN (1965) und H.G.F. WINKLER (1967) als auch aus den eigenen Gefügeuntersuchungen ist nachzuweisen, daß die partielle Anatexis der Metamorphite des Flottorpgebietes einer Almandin-Amphibolitfazies sensu TURNER-VERHOOGEN (1961) typische Restbestände und Gefügerelikte hinterlassen hat, welche einen Schluß auf ehemals miogeosynklinale Sedimente zulassen.

LITERATURVERZEICHNIS

- ADLER, R., FENCHEL, W.,
PILGER, A. (1965) Einige Grundlagen der Tektonik I
Tektonische Hefte Nr. 1
Ellen Pilger Verlag, Clausthal, 64 S.
- ADLER, R., FENCHEL, W.,
MARTINI, H.-J.,
PILGER, A. (1965) Einige Grundlagen der Tektonik II
Tektonische Hefte Nr. 3
Ellen Pilger Verlag, Clausthal, 94 S.
- ADLER, R., FENCHEL, W.,
PILGER, A. (1965) Statistische Methoden in der Tektonik II. Das Schmidt'sche Netz und seine Anwendung im Bereich des makroskopischen Gefüges.
Tektonische Hefte Nr. 4
Ellen Pilger Verlag, Clausthal, 111 S.
- BARTH, T.W.F.,
CORRENS, C.W.,
ESKOLA, P. (1960) Die Entstehung der Gesteine.
Springer-Verlag, Berlin 422 S.
- BUGGE, A. (1963) Norges Molybdenforekomster.
Norges geologiske Undersøkelser
Nr. 217
Universitetsforlaget, Oslo, 134 S.
- DRESCHER-KADEN, F.K. (1948) Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise und ihre genetische Bedeutung. Mineralogie und Petrographie in Einzeldarstellungen, Bd. I
Springer-Verlag, Berlin, 259 S.
- HOLTEDAHL, O. u.a. (1960) Geology of Norway.
Norges geologiske Undersøkelser Nr. 208
I Kommisjon Hos. H. Aschehoug & Co.,
Oslo, 540 S.
- KARL, F. (1964) Anwendung der Gefügekunde in der Petrotektonik
Tektonische Hefte Nr. 5
Ellen Pilger Verlag, Clausthal, 142 S.

KRONBERG, P. (1967)

Photogeologie. Eine Einführung in die geologische Luftbilddauswertung. Tektonische Hefte Nr. 6. Ellen Pilger Verlag, Clausthal, 235 S.

RAMDOHR, P. (1950)

Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Akademie-Verlag, Berlin 826 S.

RECHENBERG, H.P. (1960)

Molybdän. Die metallischen Rohstoffe Bd. 12. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 128 S.

SCHNEIDERHÖHN, H. (1961)

Die Erzlagerstätten der Erde, Bd. II Die Pegmatite. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, 720 S.

TRÖGER, W.E. (1959)

Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil I Bestimmungstabellen. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 147 S.

TRÖGER, W.E. (1967)

Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil II Textband. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 822 S.

TRÖGER, W.E. (1963/64)

Der geothermische Gradient im pT-Feld der metamorphen Fazies. Beiträge Mineralogie und Petrographie Bd. 9. Springer-Verlag, Sonderdruck, 12 S.

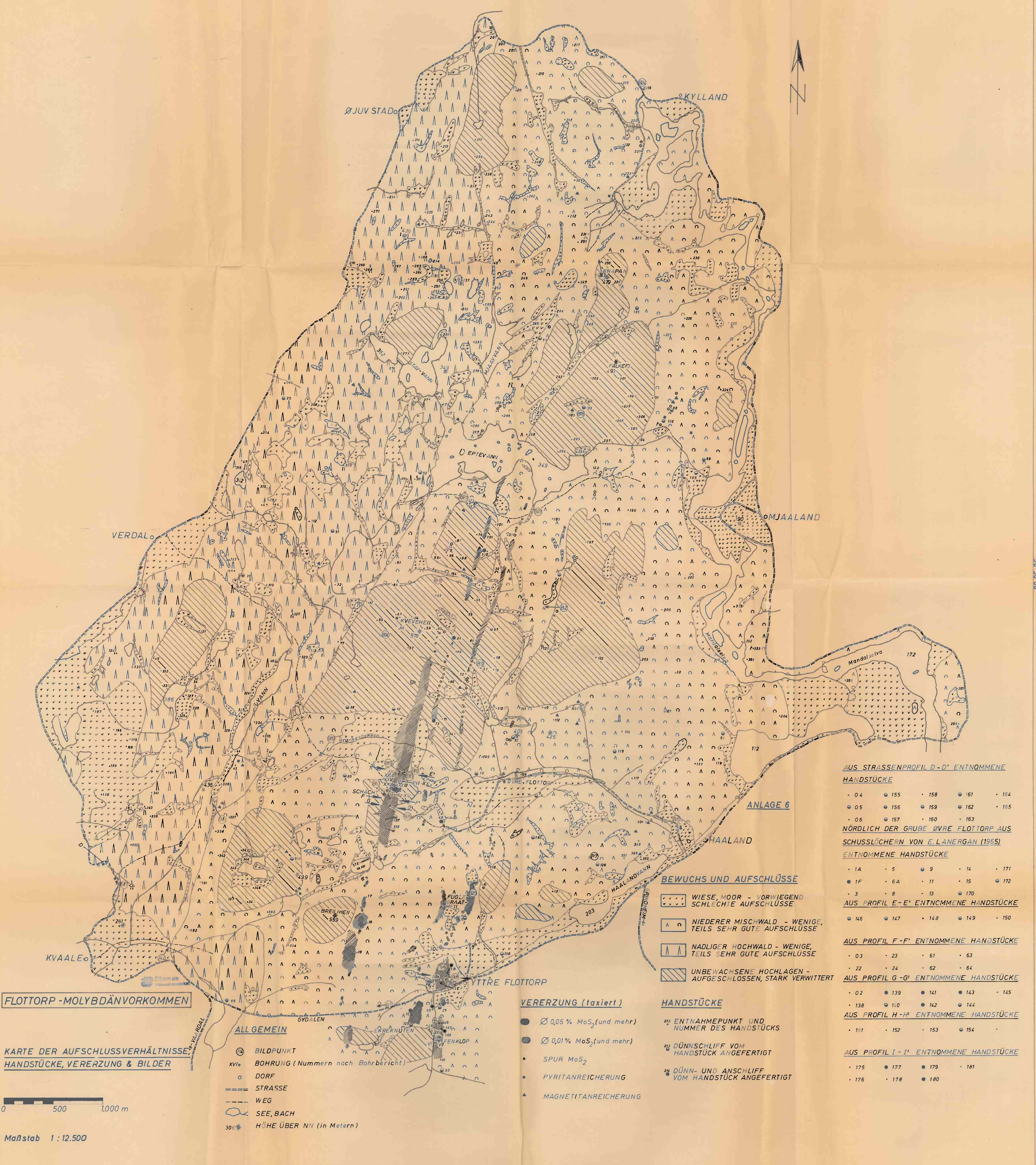
WALTER, H.W. u.a. (1967)

Pegmatitische Lagerstätten und ihre wirtschaftliche Bedeutung. Schriften der Gesellschaft Deutscher Metallhütten- und Bergleute e.V. Diskussionstagung vom 2.-4. März 1967 in Goslar/Harz, Heft 19, 174 S.

WINKLER, H.G.F. (1967)

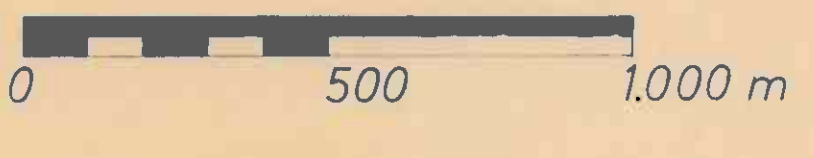
Die Genese der metamorphen Gesteine.

Springer-Verlag, Berlin 237 S.



FLOTTORP - MOLYBDÄNVORKOMMEN

KARTE DER AUFSCHLUSSVERHÄLTNISSE, HANDSTÜCKE, VERERZUNG & BILDER



Maßstab 1:12.500

ALL GEMEIN

- BILDPUNKT
- xvi ● BOHRUNG (Nummern nach Bohrbericht)
- DORF
- == STRASSE
- - - WEG
- SEE, BACH
- 306 * HÖHE ÜBER NN (in Metern)

VERERZUNG (taxiert)

- Ø 0,05 % MoS₂ (und mehr)
- Ø 0,01 % MoS₂ (und mehr)
- SPUR MoS₂
- PYRITANREICHUNG
- ▲ MAGNETITANREICHUNG

BEWUCHS UND AUFSCHLÜSSE

- WIESE, MOOR - VORWIEGEND SCHLECHTE AUFSCHLÜSSE
- NIEDERER MISCHWALD - WENIGE, TEILS SEHR GUTE AUFSCHLÜSSE
- ▲ NADLIGER HOCHWALD - WENIGE, TEILS SEHR GUTE AUFSCHLÜSSE
- ▨ UNBEWACHSENE HOCHLAGEN - AUFGESCHLOSSEN, STARK VERWITTERT

HANDSTÜCKE

- 21 ENTNAHMEPUNKT UND NUMMER DES HANDSTÜCKS
- 22 DÜNN-SCHLIFF VOM HANDSTÜCK ANGEFERTIGT
- 23 DÜNN- UND ANSCHLIFF VOM HANDSTÜCK ANGEFERTIGT

AUS STRASSENPROFIL D-D' ENTNOMMENE HANDSTÜCKE

- 04 • 155 • 158 • 161 • 164
- 05 • 156 • 159 • 162 • 165
- 06 • 157 • 160 • 163

NÖRDLICH DER GRUBE ØVRE FLOTTORP AUS SCHUSSLÖCHERN VON E. LANERGAN (1965)

ENTNOMMENE HANDSTÜCKE

- 1A • 5 • 9 • 14 • 171
- 1F • 6A • 11 • 15 • 172
- 3 • 8 • 13 • 170

AUS PROFIL E-E' ENTNOMMENE HANDSTÜCKE

- 146 • 147 • 148 • 149 • 150

AUS PROFIL F-F' ENTNOMMENE HANDSTÜCKE

- 03 • 23 • 61 • 63
- 22 • 24 • 62 • 64

AUS PROFIL G-G' ENTNOMMENE HANDSTÜCKE

- 02 • 139 • 141 • 143 • 145
- 138 • 140 • 142 • 144

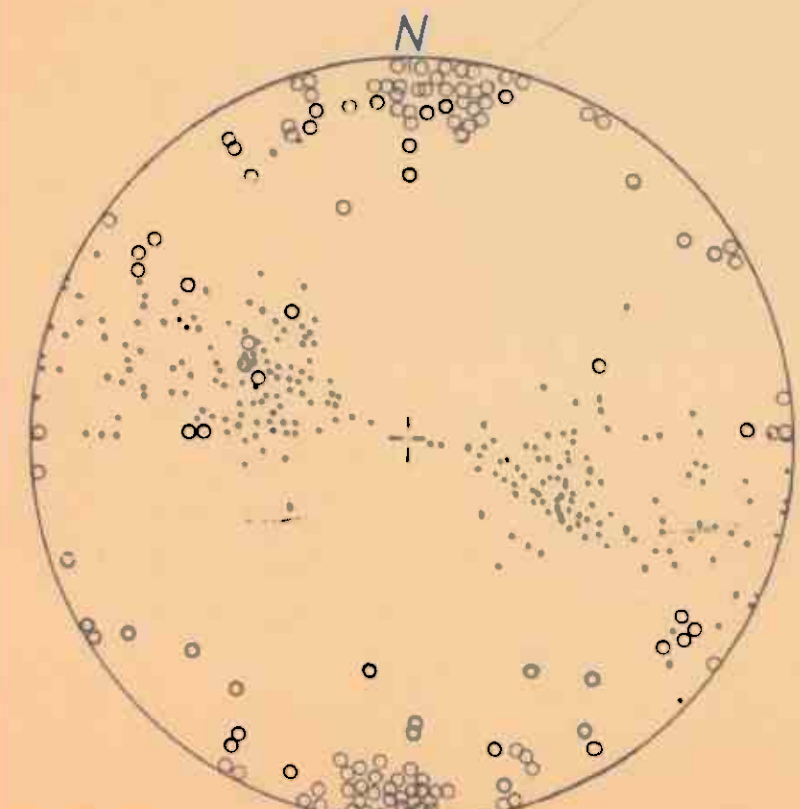
AUS PROFIL H-H' ENTNOMMENE HANDSTÜCKE

- 151 • 152 • 153 • 154

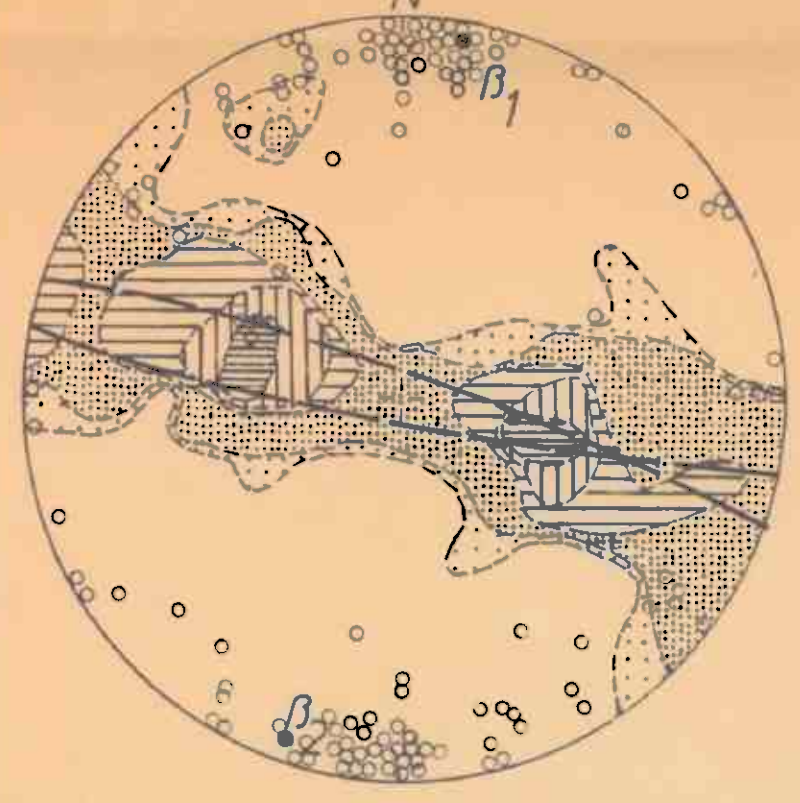
AUS PROFIL I-I' ENTNOMMENE HANDSTÜCKE

- 175 • 177 • 179 • 181
- 176 • 178 • 180

SAMMELDIAGRAMM DER IN DEN GRAUEN
GNEISEN GEMESSENEN s-FLÄCHEN
(PUNKTE) UND B-LINEATIONEN (KREISE)
IN POLPUNKTDARSTELLUNG.



BEREICH I = WESTLICHE MULDE
AUSGEZÄHLTE BESETZUNGSDICHTE DER
s-FLÄCHEN (120 STÜCK)

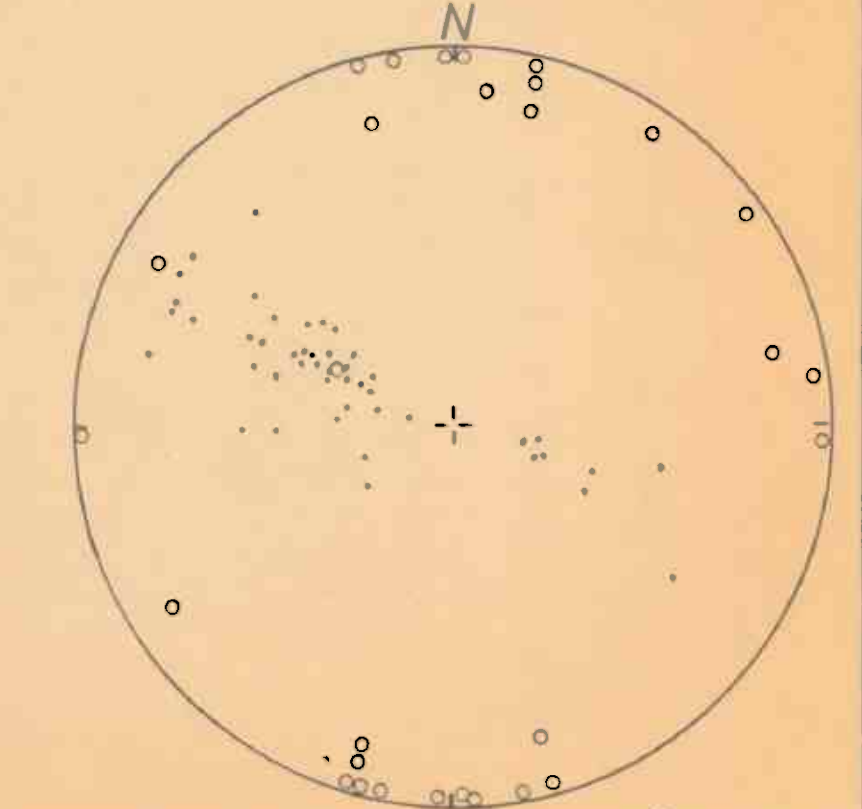


$\beta_1 = 10/0$ NE $\beta_2 = 18/7$ SW

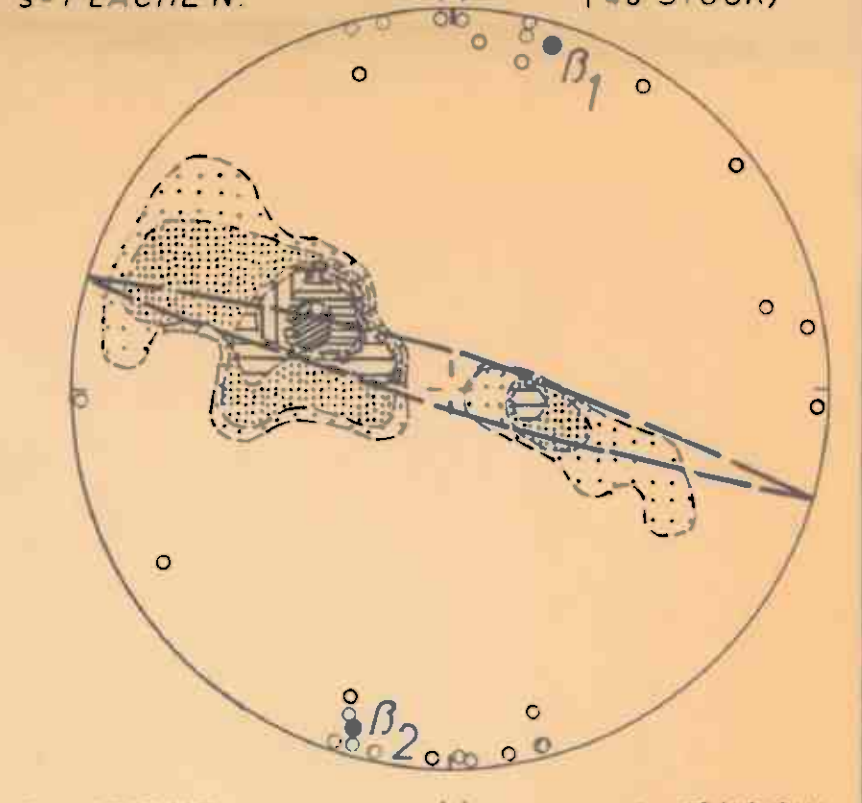


AUSGEZÄHLTE BESETZUNGSDICHTE DER
B-LINEATIONEN (125 STÜCK)
BESETZUNGSGRENZEN: 0, 1, 5, 10, 20

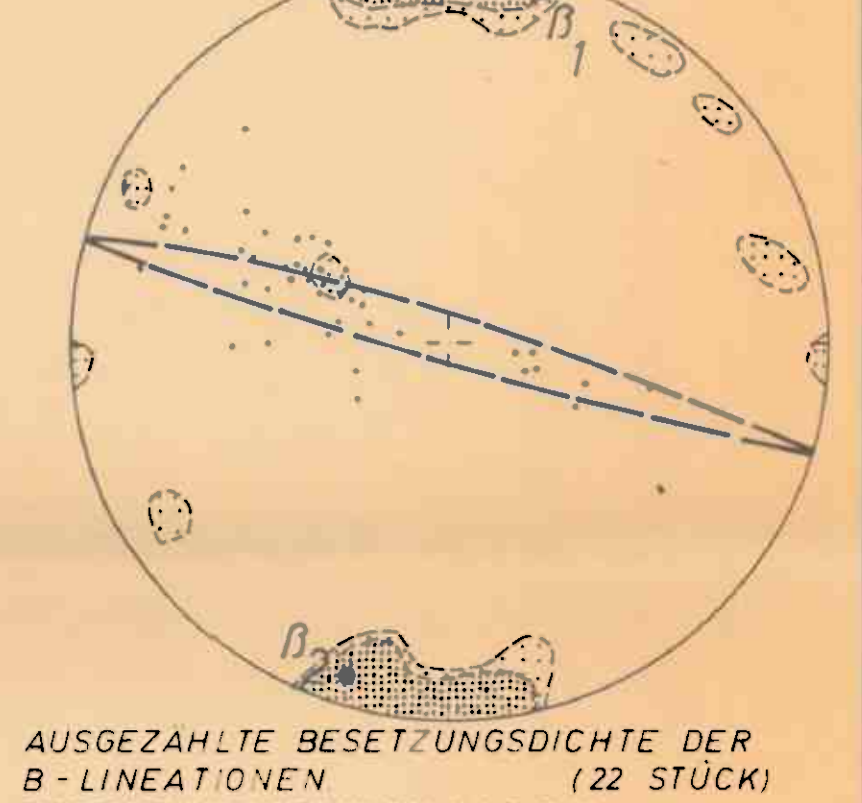
SAMMELDIAGRAMM DER IN DEN GRAUEN
GNEISEN GEMESSENEN s-FLÄCHEN
(PUNKTE) UND B-LINEATIONEN (KREISE)
IN POLPUNKTDARSTELLUNG.



BEREICH III = GEBIET NORDÖSTLICH
DER EPTEVANNSTÖRUNG
AUSGEZÄHLTE BESETZUNGSDICHTE DER
s-FLÄCHEN (16 STÜCK)

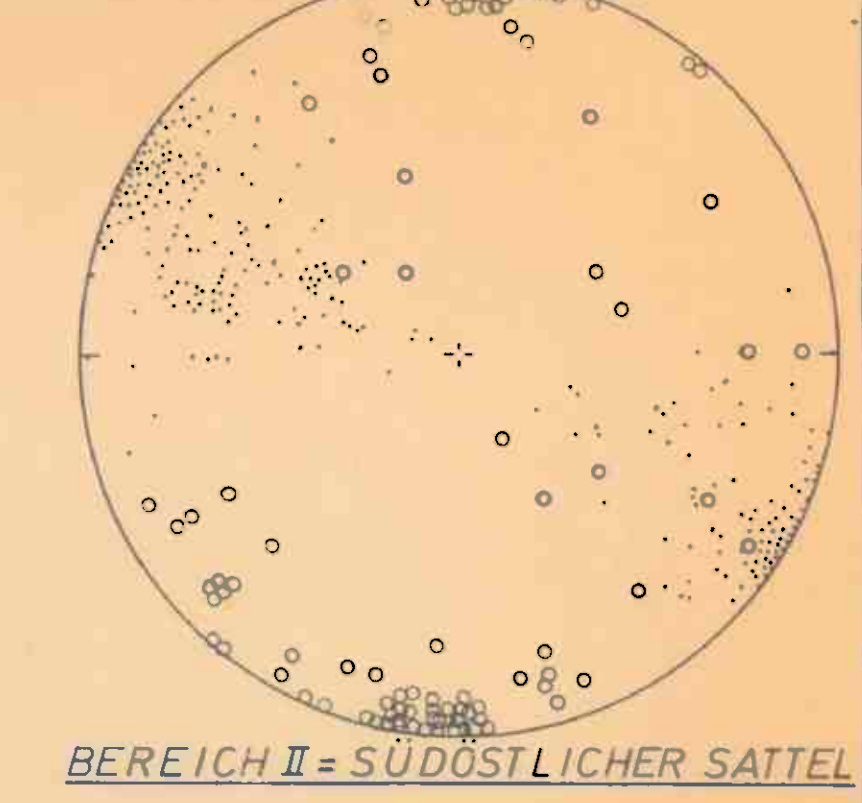


$\beta_1 = 17/3$ NE $\beta_2 = 18/10$ SW

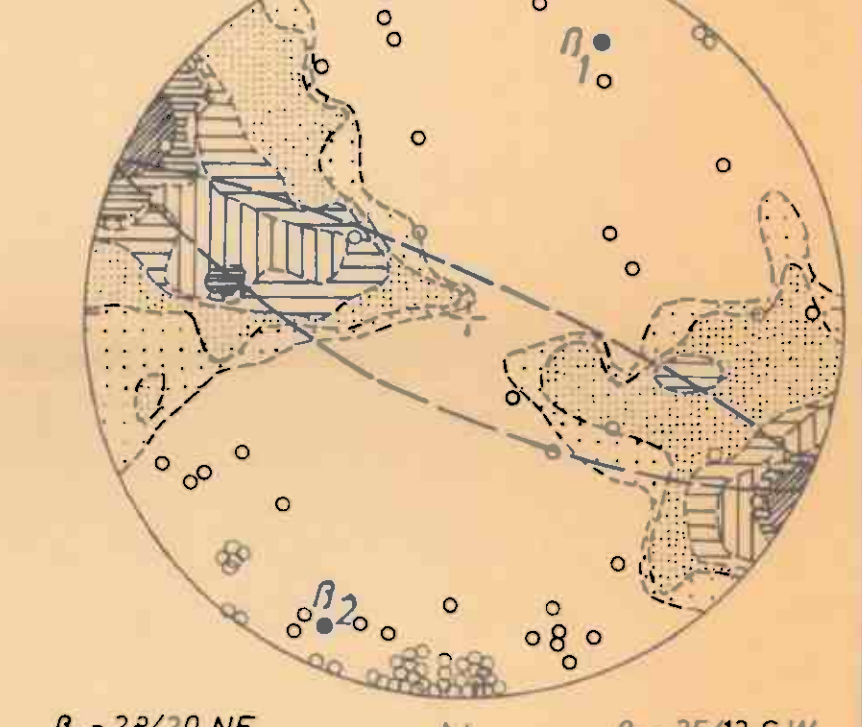


AUSGEZÄHLTE BESETZUNGSDICHTE DER
B-LINEATIONEN (22 STÜCK)
BESETZUNGSGRENZEN: 0, 1, 3, 8, 10

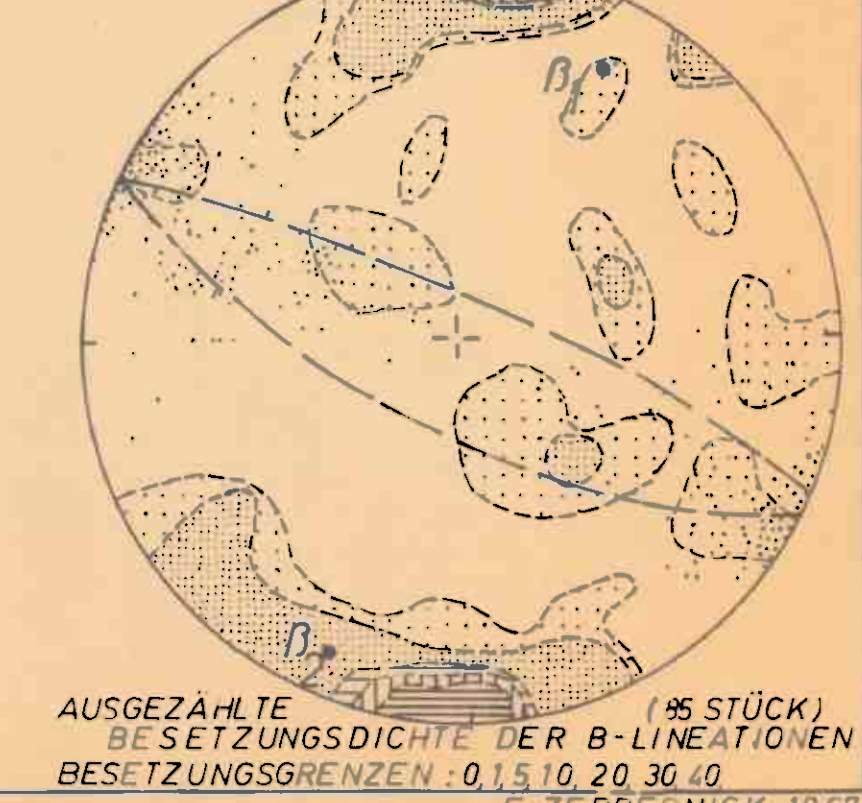
SAMMELDIAGRAMM, POLPUNKTDARSTELLUNG
DER s-FLÄCHEN (PUNKTE) UND B-LINEATIONEN
(KREISE) IN DEN GRAUEN GNEISEN.



BEREICH II = SÜDÖSTLICHER SATTEL
AUSGEZÄHLTE BESETZUNGSDICHTE DER
s-FLÄCHEN (243 STÜCK)



$\beta_1 = 28/20$ NE $\beta_2 = 25/12$ SW



AUSGEZÄHLTE BESETZUNGSDICHTE DER B-LINEATIONEN
(15 STÜCK)
BESETZUNGSGRENZEN: 0, 1, 5, 10, 20, 30, 40
F. ZEPPEL-NICK 1957

FLOTTORP - MOLYBDÄNVORKOMMEN

STRUKTURKARTE

0 500 1000 m

Maßstab 1 : 12.500

- GRUBE (außer Betrieb)
- STOLLENMUNDLOCH
- DORF
- STRASSE
- WEG
- SEE, BACH
- HÖHE ÜBER NN (in Metern)

- STÖRUNG, allgemein
- ABSCHIEBUNG
- BLATT - bz w. SEITENVERSCHIEBUNG
- SATTELLINIE
- MULDENLINIE

LEGENDE:

STREICHEN/EINFALLEN VON:

s-FLÄCHEN	B-LINEATIONEN

17° 20' 00"

17° 25' 00"



ØJUVSTAD

KYLLAND

VERDAL

OMJAALAND

- ① Berücksichtigung der Schichtbohrungen und Schichtverschiebungen
- ② Mithraswerk
- ③ Sand + Fiel

FLOTTORP - MOLYBDÄNVORKOMMEN

GEOLOGISCHE ÜBERSICHTSKARTE

0 500 1000 m

Maßstab 1 : 12.500

- ✕ GRUBE (außer Betrieb)
- ⌒ STOLLENMUNDLOCH
- DORF
- == STRASSE
- - - WEG
- SEE, BACH
- 306 * HÖHE ÜBER NN (in Metern)
- A-A' PROFILLINIE

- sichere SCHICHTGRENZE
- - - vermutete SCHICHTGRENZE
- STÖRUNG, allgemein
- ABSCHIEBUNG
- BLATT - bzw. SEITENVERSCHIEBUNG
- ◇ SATTELLINIE
- ✕ MULDENLINIE
- ✕ STREICHEN / EINFALLEN

LEGENDE:

ANLAGE 1

- WIESE, MOOR
- AUGENGNEIS
- GNEIS MIT GROSSEN RUNDEN FELDSPÄTEN
- REGULÄRER GNEIS
- GRANITGNEIS MIT KLEINEN ECKIGEN FELDSPÄTEN
- GROBKÖRNIGER GRANITGNEIS
- FEINKÖRNIGER GRANITGNEIS
- SERIE DER ROTEN GNEISE
- SCHLIERIGER GNEIS
- SERIE DER GRAUEN GNEISE
- GEMISCHTER BIOTITBÄNDERGNEIS (MIT AMPHIBOLITISCHEM BÄNDERGNEIS)
- QUARZADER
- QUARZ - FELDSPATADER
- APLITADER
- PEGMATIT
- GANG-GESTEINE

17° 20' 00"

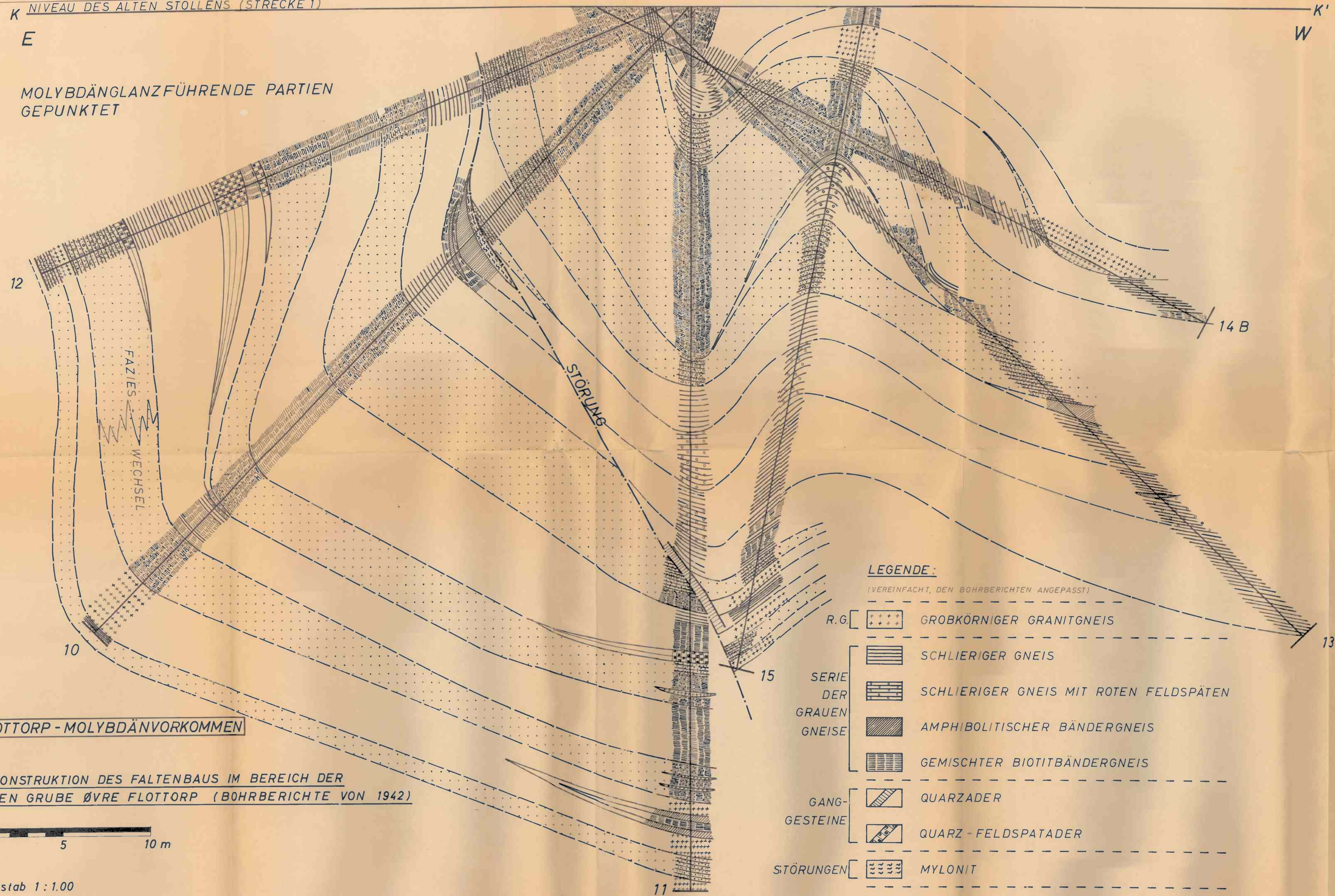
17° 25' 00"

E. JEPERNICK 1957

K NIVEAU DES ALTEN STOLLENS (STRECKE 1)

E

MOLYBDÄNGLANZFÜHRENDE PARTIEN
GEPUNKTET



FLOTTORP - MOLYBDÄNVORKOMMEN

REKONSTRUKTION DES FALTENBAUS IM BEREICH DER
ALTEN GRUBE ØVRE FLOTTORP (BOHRBERICHTE VON 1942)

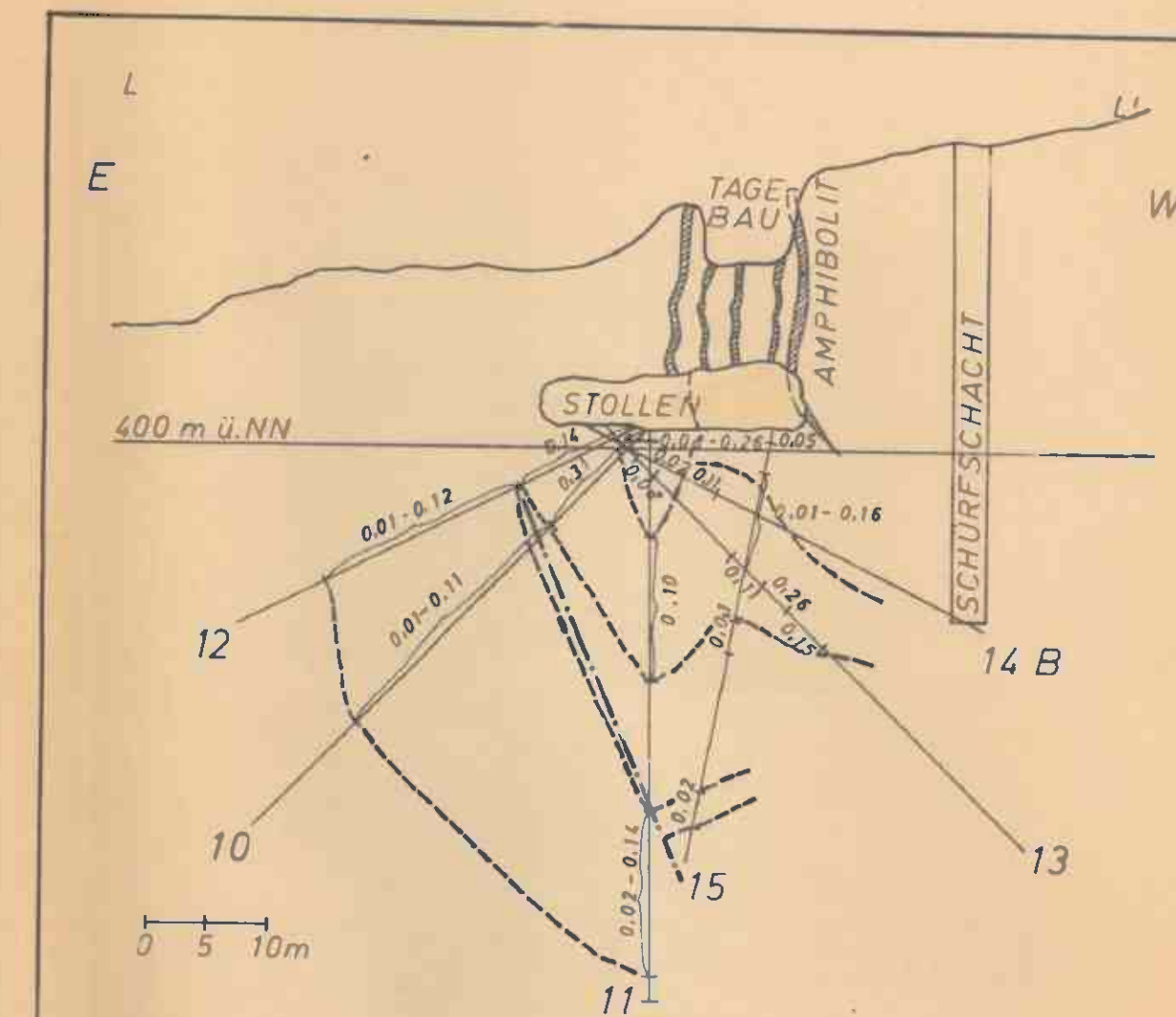


Maßstab 1:1.00

LEGENDE:

(VEREINFACHT, DEN BOHRBERICHTEN ANGEPAßt)

- | | | |
|----------------------------------|-----------|--|
| R.G. | [Pattern] | GROBKÖRNIGER GRANITGNEIS |
| SERIE
DER
GRAUEN
GNEISE | [Pattern] | SCHLIERIGER GNEIS |
| | [Pattern] | SCHLIERIGER GNEIS MIT ROTEN FELDSPÄTEN |
| | [Pattern] | AMPHIBOLITISCHER BÄNDERGNEIS |
| | [Pattern] | GEMISCHTER BIOTITBÄNDERGNEIS |
| GANG-
GESTEINE | [Pattern] | QUARZADER |
| | [Pattern] | QUARZ - FELDSPATADER |
| STÖRUNGEN | [Pattern] | MYLONIT |



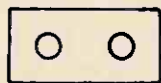
SKIZZE VON A. BUGGE AUS NORGES
MOLYBDENFOREKOMSTER (1963, S. 71)
MIT ANGABE DER DURCHSCHNITTlichen
MOLYBDÄNGLANZGEHALTE DER BOHR-
STRECKEN IN PROZENT.
(ZEICHNUNG ERGÄNZT)

ANLAGE 7

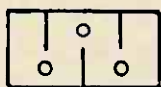
BOHRPROFILE DER
DIAMANTBOHRUNGEN
NUMMER 10 - 15

LEGENDE :

SERIE
DER
ROTEN
GNEISE



AUGENGNEIS



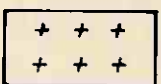
GNEIS MIT GROSSEN RUNDEN FELDSPÄTEN



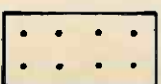
REGULÄRER GNEIS



GRANITGNEIS MIT KLEINEN ECKIGEN FELDSPÄTEN

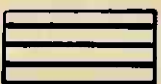


GROBKÖRNIGER GRANITGNEIS



FEINKÖRNIGER GRANITGNEIS

SERIE
DER
GRAUEN
GNEISE



SCHLIERIGER GNEIS

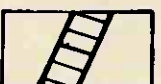


GEMISCHTER BIOTITBÄNDERGNEIS



AMPHIBOLITISCHER BÄNDERGNEIS

GANGGE-
STEINE



QUARZADER



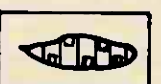
QUARZ-FELDSPATADER



MYLONIT



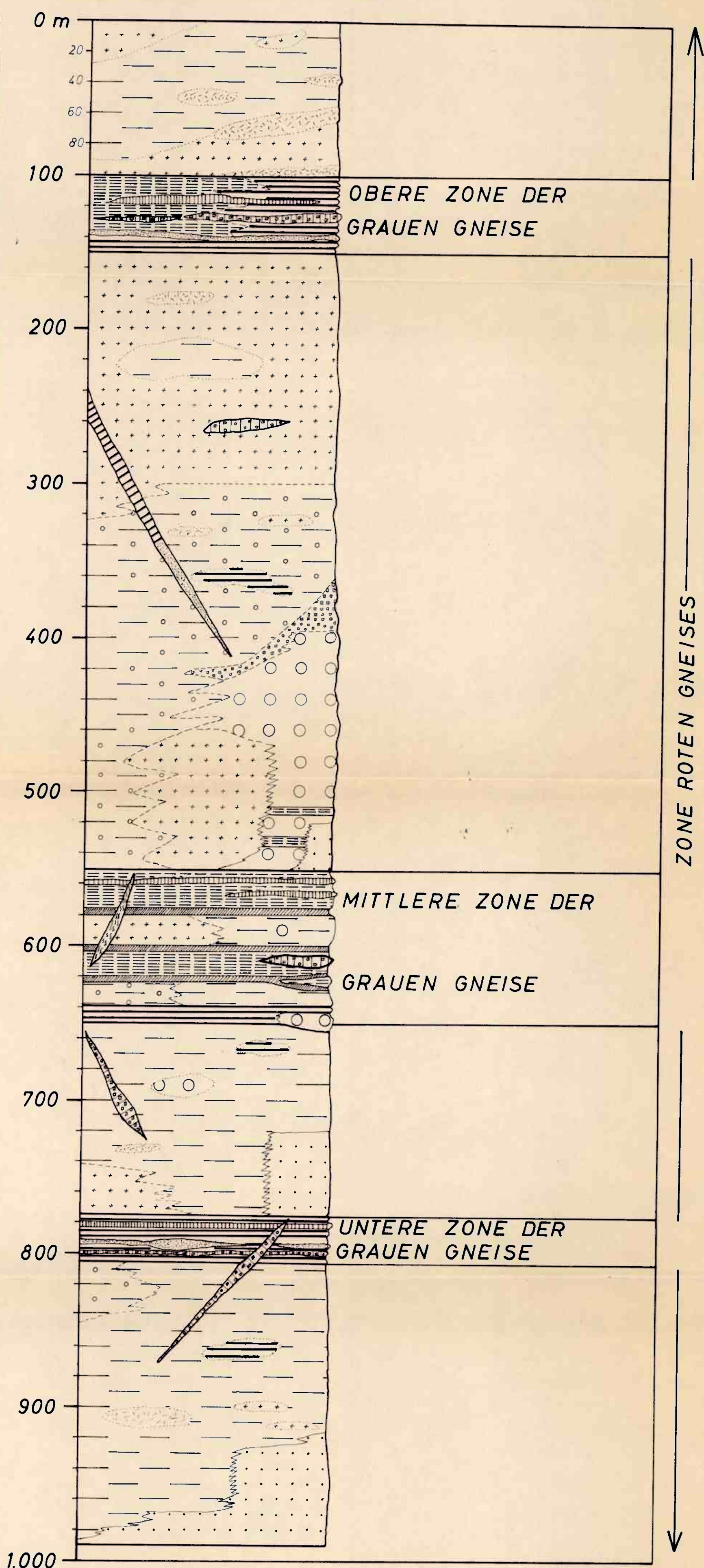
APLITADER



PEGMATIT

Schematisiertes Normalprofil des FLOTTORP-

Gebietes (Süd-Norwegen)



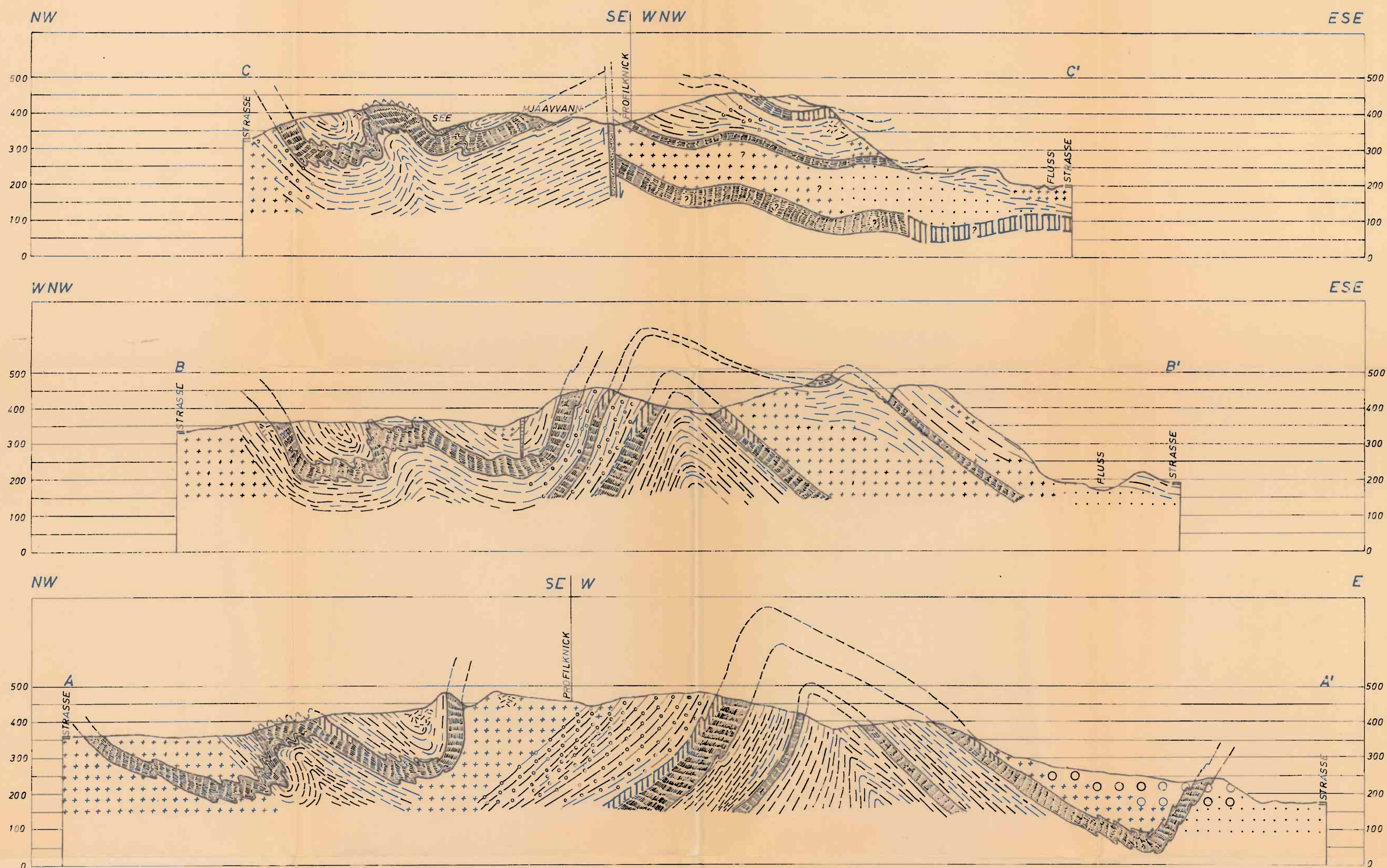
Maßstab : 1 : 2.000

Anlage 5

(ZEICHENERKLÄRUNG

S. ANLAGE 3)

0 100 200 m



FLOTTORP-MOLYBDÄNVORKOMMEN

GESAMTPROFILE (überhöht)

0 500 1.000 m

Längenmaßstab 1 : 12.500

0 500 1.000 m

Höhenmaßstab 1 : 6.250

ANLAGE 2

— sichere —
— vermutete —
SCHICHTGRENZE

A — A' PROFILLINIE

100 HÖHENANGABE Ü. NN (in Metern)

LEGENDE :

- WIESE, MOOR
- AUGENGNEIS
- GNEIS MIT GROSSEN RUNDEN FELDSPÄTEN
- REGULÄRER GNEIS
- GRANITGNEIS MIT KLEINEN ECKIGEN FELDSPÄTEN
- GROBKÖRNIGER GRANITGNEIS
- FEINKÖRNIGER GRANITGNEIS
- SCHLIERIGER GNEIS
- GEMISCHTER BIOTITBÄNDERGNEIS (MIT AMPHIBOLITISCHEM BÄNDERGNEIS)
- QUARZADER
- APLITADER

SERIE
DER
ROTEN
GNEISE

SERIE DER
GRAUEN
GNEISE

GANG-
GESTEINE