



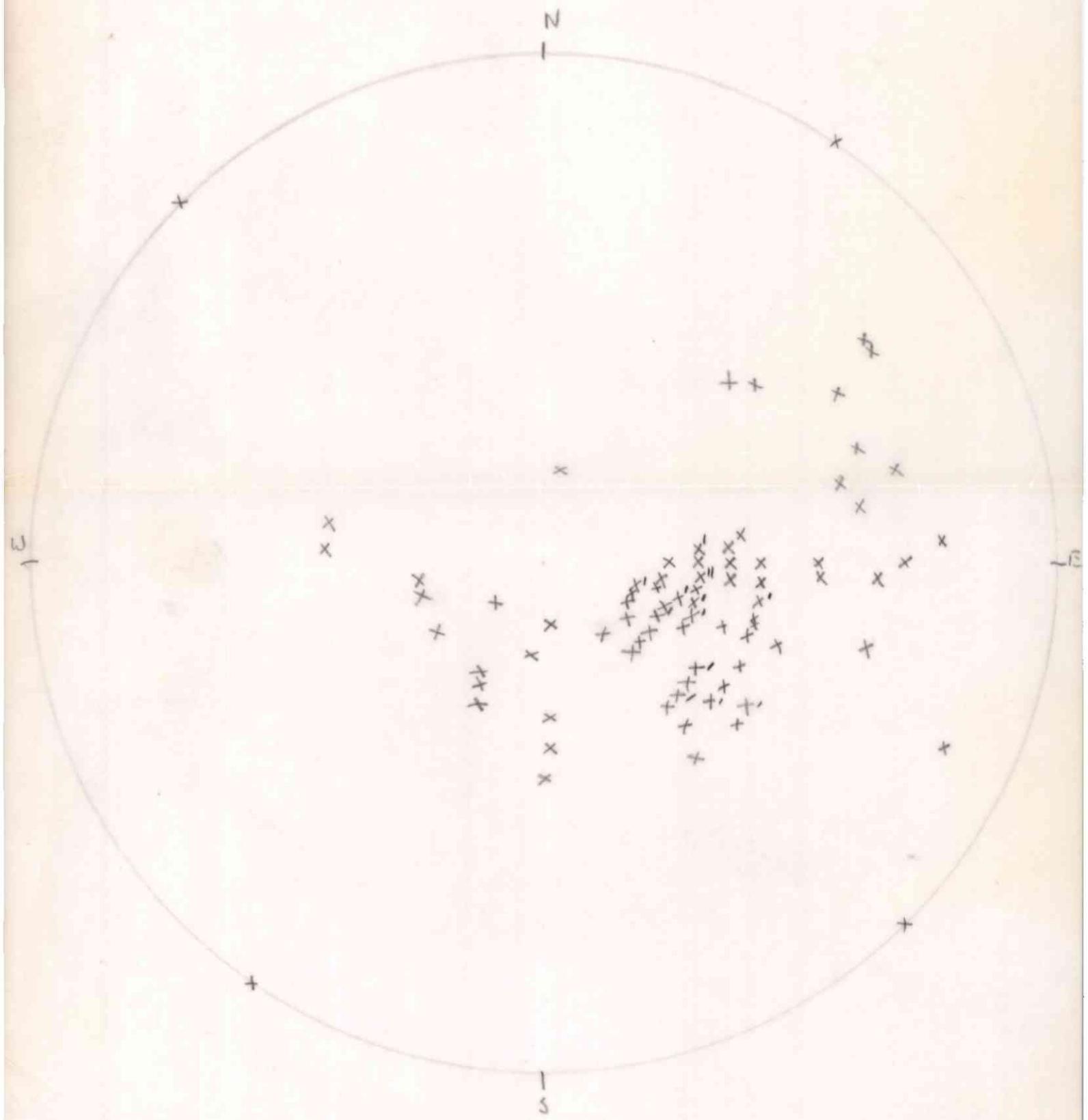
# Bergvesenet

Postboks 3021, 7002 Trondheim

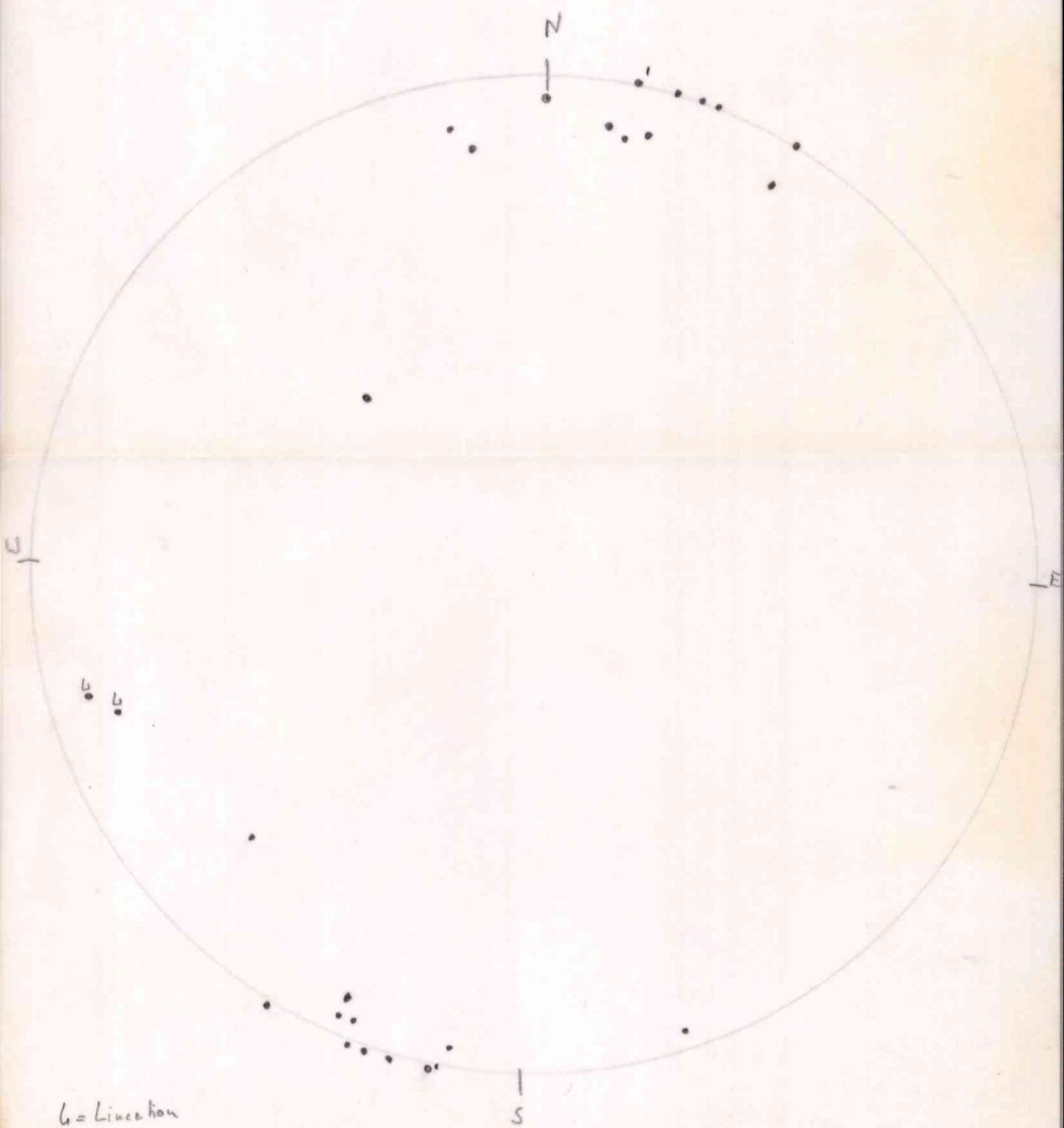
## Rapportarkivet

Bergvesenet rapport nr <b>BV 2200</b>	Intern Journal nr	Internt arkiv nr	Rapport lokalisering	Gradering <b>Fortrolig</b>
Kommer fra ..arkiv Sulitjelma Bergverk A/S	Ekstern rapport nr "525140001"	Oversendt fra	Fortrolig pga	Fortrolig fra dato:
Tittel Bericht über die petrographische bearbeitung einiger gesteine aus den kaledoniden nord-norwegens. Ingeborg. Baldoaivve.				
Oppfatter RAITH N.	Dato 1966	Bedrift Sulitjelma Gruber A/S		
kommune	Fylke	Bergdistrikt	1: 50 000 kartblad	1: 250 000 kartblad
Fagområde	Dokument type	Forekomster		
Råstofftype	Emneord			
Sammendrag Petrografi og rapport om mikroskop arbeid om prøver fra Ingeborg Baldoaivve området (samlet sommeren 1966). 75pp.(Tysk tekst).				

Sämtliche S-Werte vom 8.-14.7.66  
(Luftbildloch:  $K_{32}$ ,  $L_{30}$ ,  $M_{30}$ )  
 $\frac{44}{43}, \frac{32}{32}, \frac{24}{22}$   
(nur stat. zuverl.)



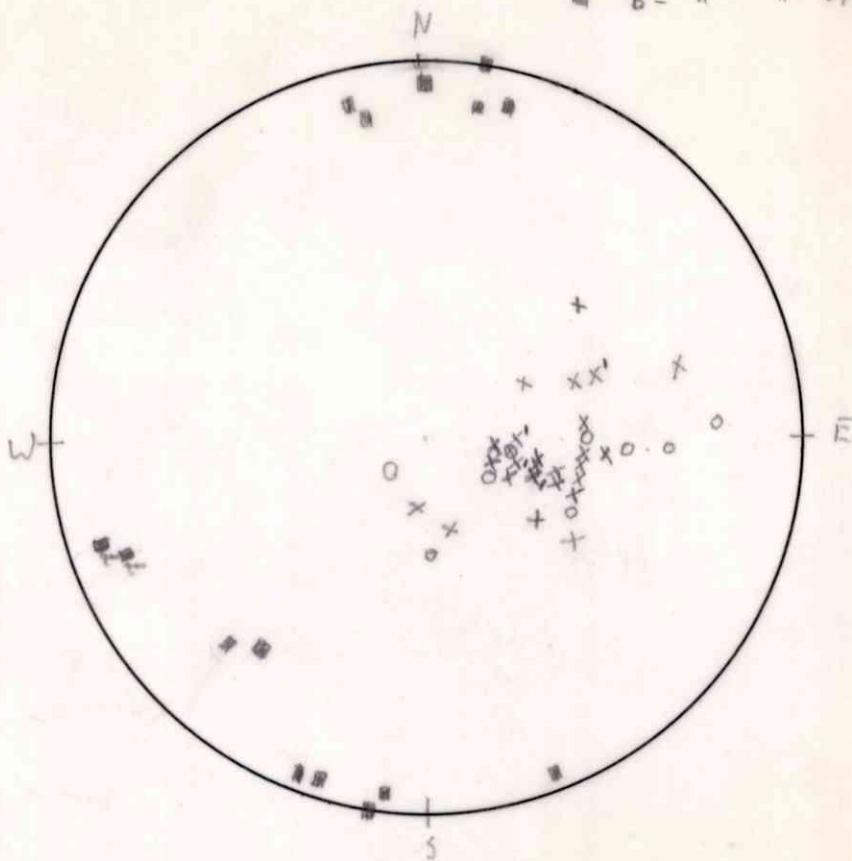
Sandtische direkt gemessene  
b - Achse  
vom 8.-14.2.66



b = Lineation

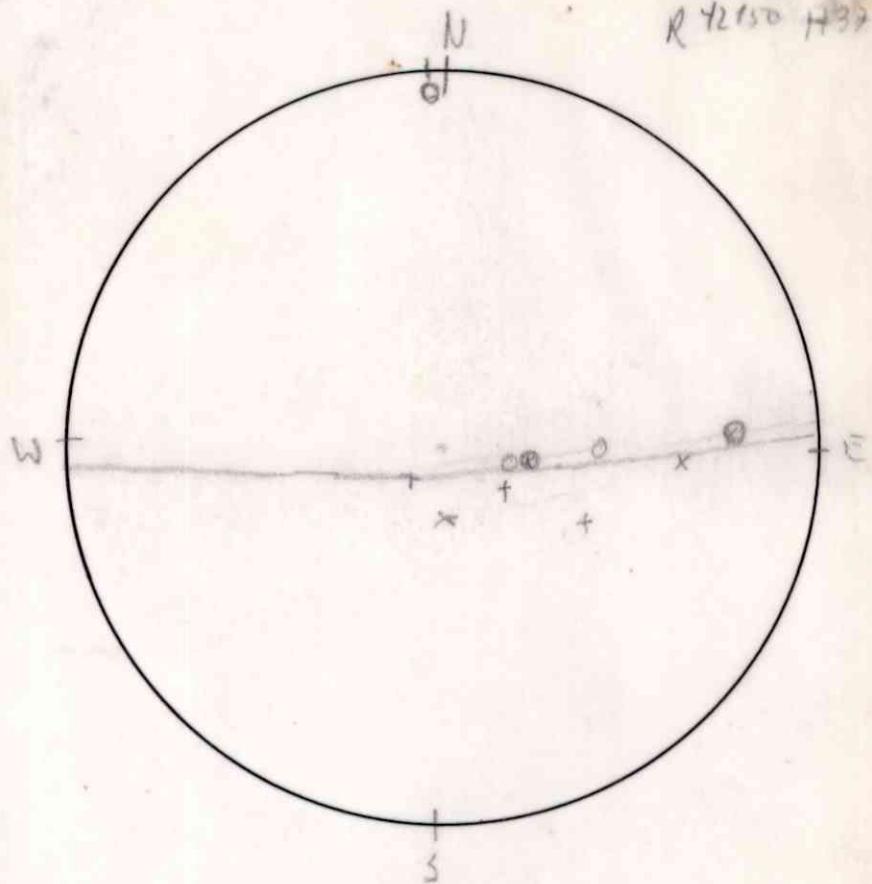
9.3.66

x S - Wurte vom 8.3.66  
o b - " " 8/10.2.66



$$f_0 = 12576 \text{ Hz}$$

R 42150 H32550

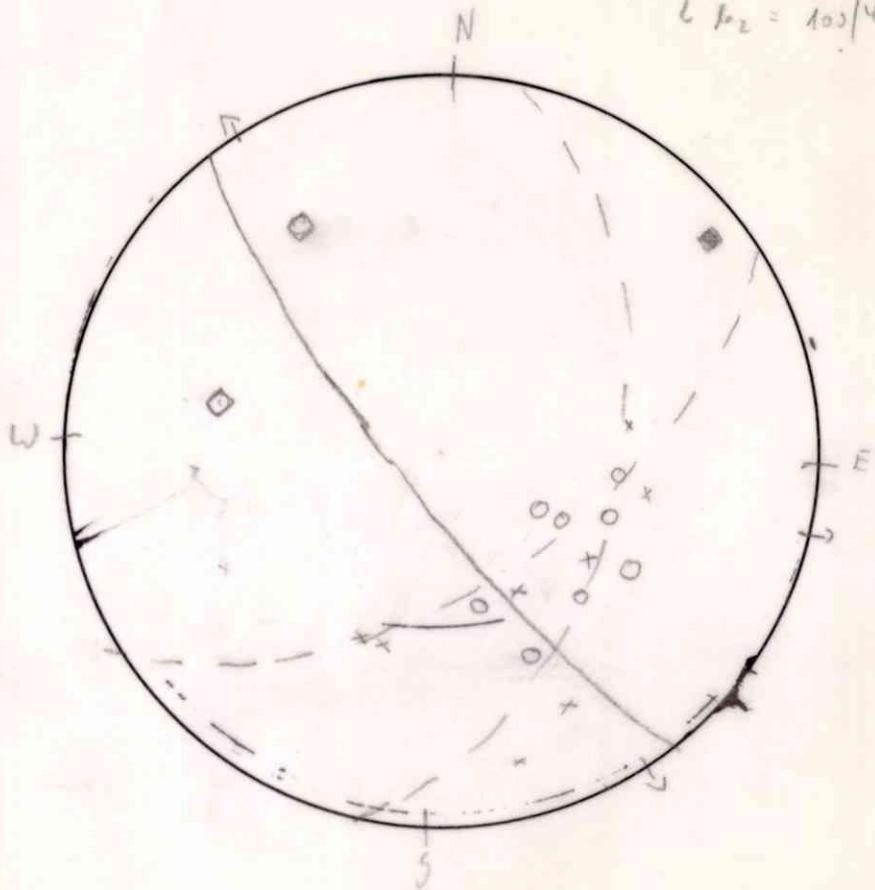


S-mol b-Welt vom 7.7.66

basismaut:

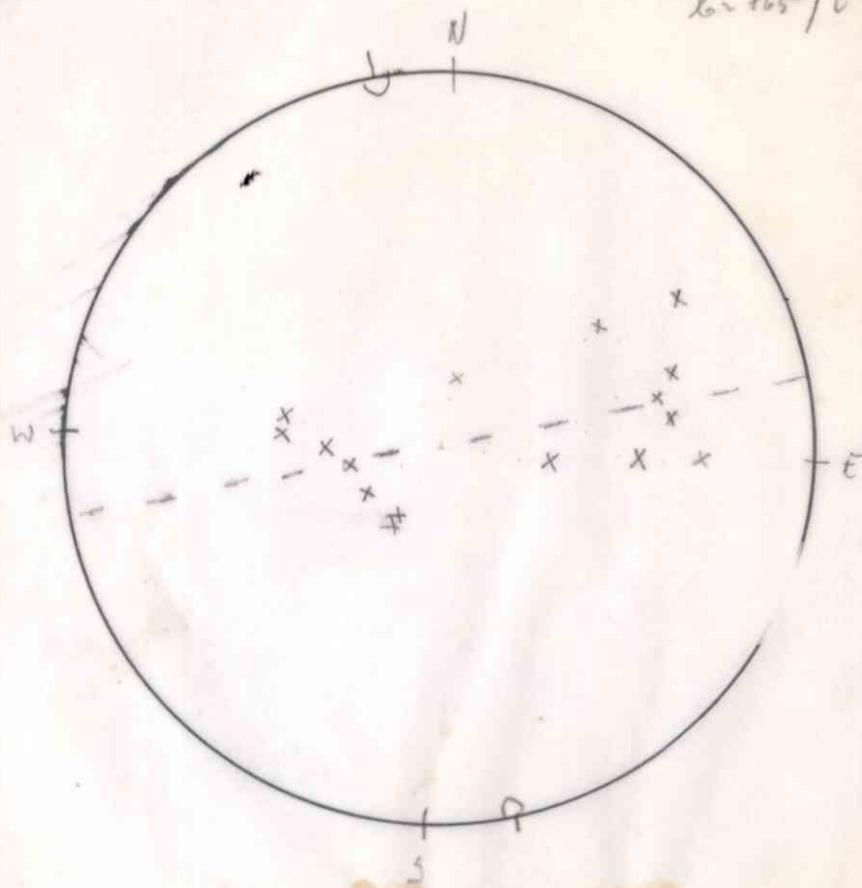
x, 0

$$\begin{cases} l_0 = 142/30 NW \\ l_{02} = 100/40 W^2 \end{cases}$$



R 40610 143325<sup>0</sup>

b2 165/0



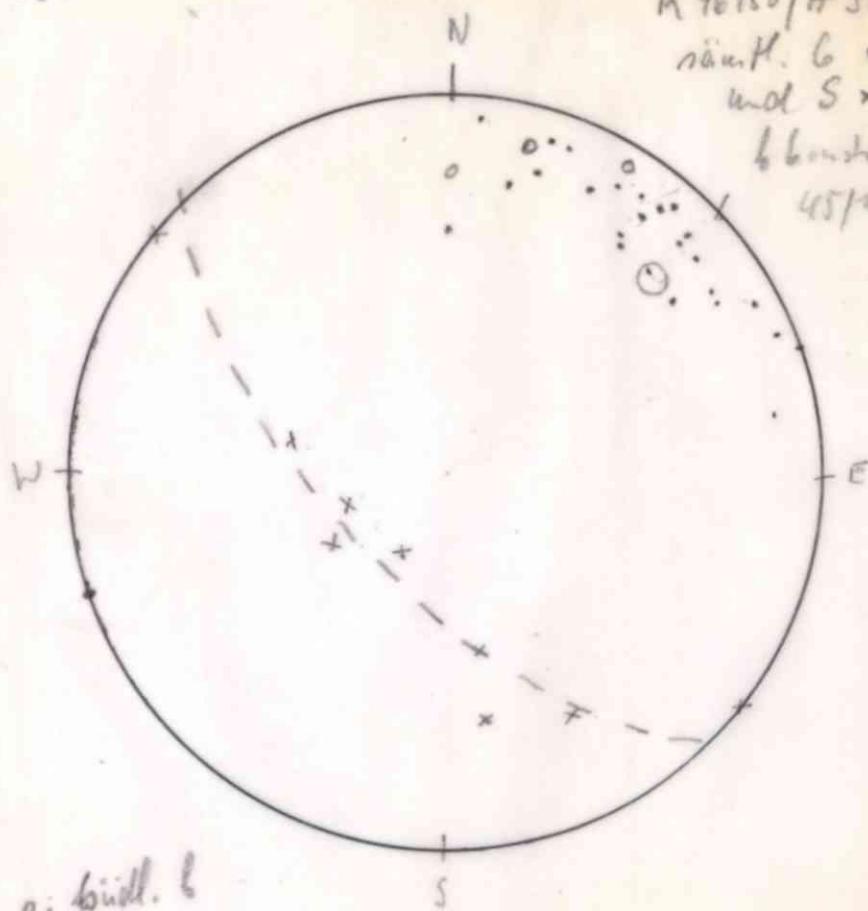
15.7.66

R 46950/H 35950

nämtl. G •  
und S ×

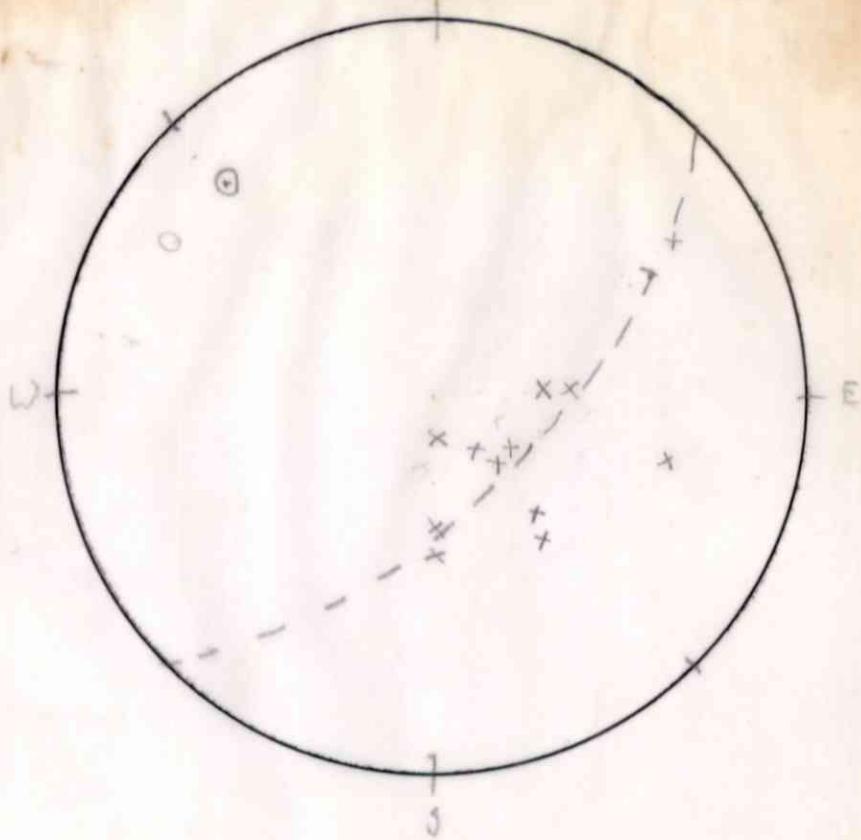
brennstr. O

45/25NE



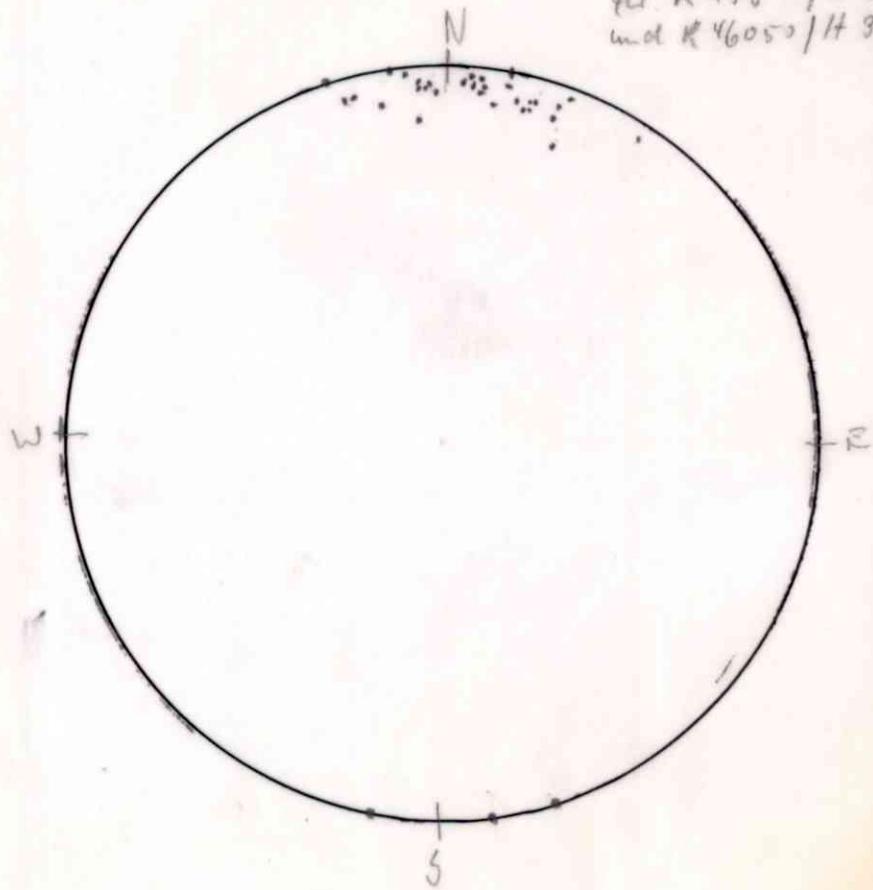
4400/35400

1 ~ 1357 22.611



16.7.66

näv H. b - Achse  
zu R 458±0 ft 3365±  
und R 4605±1 ft 3450±



gelesen am 7./8. Nov. 66  
N. R.

501

Bericht über die petrographische Bearbeitung  
einiger Gesteine  
aus den Kaledoniden Nord-Norwegens

# I N H A L T

Seite

<u>A Vorbemerkung</u>	1
<u>B Stratigraphie und Petrographie</u>	1
<u>1 Die Gesteine im Liegenden der Steinkjerringo-Serie</u>	2
<u>2 Steinkjerringo-Serie</u>	2
2.1 Unterer Teil der Steinkjerringo-Serie	2
2.2 Oberer Teil der Steinkjerringo-Serie	5
<u>3 Sjönstaa-Serie</u>	7
3.1 Unterer Teil der Sjönstaa-Serie	7
3.2 Oberer Teil der Sjönstaa-Serie	10
3.21 Gebiet südlich, nördlich und westlich Staal- berget sowie nordöstlich und südwestlich Inge- borg-Vann	10
3.22 Gebiet östlich Vatn-Fjell und südlich der Netzlinie 74 40 000	15
<u>4 Furulund-Serie</u>	21
4.1 Unterer Teil der Furulund-Serie	22
4.2 Oberer Teil der Furulund-Serie	31
4.3 Vererzung	39
4.31 Die Vererzung des unteren Teils der Furu- lund-Serie	39
4.32 Die Vererzung des oberen Teils der Furu- lund-Serie	45
4.33 Überlegungen zur Genese der Erzvorkommen	53
<u>5 Baldoaivve-Serie</u>	54
5.1 Im Osten des Gebietes	55
5.2 Im Westen des Gebietes	61
5.3 Vergleich der Baldoaivve-Serie im Osten und im Westen des Kartierungsgebietes (Gedankengang und Überlegungen)	68
5.4 Auswirkungen des "Baldoaivve-Granits"	70
<u>C Die Metamorphose</u>	73
<u>D Weitere Arbeiten</u>	74

## A. VORBEREICKUNG

Im Winter 1965/66 wurden von den meisten der im "Vorläufigen Bericht über die Kartierungsarbeiten vom Sommer 1965..." erwähnten Gesteinen ~~z.~~ Dünnschliffe, z.T. auch Erzanschliffe\* angefertigt und in dreimonatiger Arbeit durchgesehen und beschrieben. Der vorliegende Bericht ist daher in seinem stratigraphischen Teil eine Erweiterung des oben erwähnten. Den Schluß dieses Berichtes soll ein Kapitel über die Auswirkungen und die Stärke der in unserem Gebiet wirksam gewesenen Metamorphose bilden.

Die mikroskopischen Arbeiten wurden am Institut für allgemeine und angewandte Geologie und Mineralogie der Universität München (Leitung: Prof. Dr.-Ing. A. Maucher) durchgeführt.

Dabei ist bisher aus Zeitgründen auf genaue Messungen besonders der Plagioklase und Hornblenden unter dem U-Tisch verzichtet worden, so daß vor allem den Plagioklas-Bestimmungen noch Unsicherheiten anhaften.

## B. STRATIGRAPHIE und PETROGRAPHIE

Es handelt sich im Arbeitsgebiet um eine hochmetamorphe Gesteinsserie. Es erhebt sich daher die Frage, inwieweit in solch einem Gebiet überhaupt noch von "Stratigraphie" die Rede sein kann.

Folgende Beobachtungen und Überlegungen geben uns jedoch die Berechtigung, auch in diesem Gebiet nach stratigraphischen Gesichtspunkten zu arbeiten:

1. Im bearbeiteten Gebiet steht eine bunte Folge von Gesteinen an, die sich aus den verschiedensten Gliedern zusammensetzt:

Marmore, Amphibolite, Kalksilikat-Schiefer, sowie Schiefer und Gneise der verschiedensten Zusammensetzung. Schon wegen dieser Vielfalt scheiden weitgehende metasomatische, migmatitische oder anatektische Vorgänge aus, die ja immer die Tendenz haben, homogene Gesteinsbereiche zu hinterlassen.

2. Ein weiterer Hinweis darauf, daß die beschriebene Vielfalt der Gesteine prämetamorphen Ursprungs ist, ergibt sich aus der Tatsache, daß sie mit Hilfe stratigraphischer Arbeitsmethoden gegliedert werden kann: es sind, wie bei jeder nichtmetamorphen Gesteinsfolge, Serien auszukartieren, die ihrerseits noch unter-

\* Die Erzanschliffe sind leider nicht mehr rechtzeitig fertig geworden und konnten deshalb in diesem Bericht nicht mehr berücksichtigt werden.

gliedert werden können. An der Verformung dieser stratigraphischen Serien lässt sich die Deformation, die in diesem Gebiet wirksam gewesen ist, ablesen.

3. Lagenwechsel ist ein kennzeichnendes Element dieser Gesteine, der sich nicht nur im Bereich von Serien, sondern bis in den Dünnschliffbereich hinein verfolgen lässt. Dabei ist, von wenigen Ausnahmen abgesehen, Konkordanz zwischen prämetamorphem (sedimentärem) und metamorphem S festzustellen.

4. Hinzu tritt jedoch ein ohne Zweifel metamorph entstandener Lagenwechsel, der auf Stoffmobilisationen und -wanderungen bei der Metamorphose zurückzuführen ist. Die dabei entstandenen, zu meist ebenfalls konkordant lagernden Gesteine haben aber in ihrer Variation eine wesentlich geringere Breite als die oben beschriebenen und sind ~~auf gesetzmäßige Weise~~ mit der Stärke der Metamorphose verknüpft (s. Pkt. C). Derartige Stoffwanderungen sind, wie sich immer wieder sowohl im Gelände als auch bei den Schliffuntersuchungen feststellen lässt, nur bis maximal im dm-Bereich wirksam gewesen, können also nicht für die Vielfalt der anstehenden Gesteine verantwortlich gemacht werden.

5. Es lässt sich bei der Kartierung mit Sicherheit feststellen, welcher Gesteinswechsel eine primäre, prämetamorphe Ursache hat, und welcher seinen Grund in metamorphen Stoffwanderungen hat. Es ist sogar möglich, nicht nur ~~ka~~ vertikale Gesteinswechsel, sondern auch laterale, also Faziesverzahnungen in den ehemaligen Sedimenten zu erkennen. Darauf wird bei der Beschreibung der verschiedenen Serien noch näher einzugehen sein.

### 1. Die Gesteine im Liegenden der Steinkjerringo-Serie

Von den Gesteinen im Liegenden der Steinkjerringo-Serie fehlen bislang Handstücke und Schliffe. Den Angaben im "Vorläufigen Bericht" ist demnach nichts hinzuzufügen.

### 2. Steinkjerringo-Serie

Die Steinkjerringo-Serie setzt sich aus sehr verschiedenen Gesteinen zusammen. Ihre Gesamtmächtigkeit beträgt etwa 300 m.

#### 2.1 Unterer Teil der Steinkjerringo-Serie

Vorherrschend sind mittelkörnige, grusig verwitternde, grau gefärbte Feldspat führende Muscovit-Quarz-Marmore, die durch meta-

morphe Mobilisierung entstandene, konkordante Quarzlinsen oder -knauern führen. Eingeschaltet finden sich mittelkörnige, graublaue sowie feinkörnige, feinlagige, reine Marmorbänke, die nicht selten idiomorphe Pyrit-Kristalle von bis zu 2 cm Durchmesser führen. Daneben gibt es Lagen von Quarziten und Graphit-Quarziten.

#### Petrographische Beschreibung

##### a. Die Feldspat führenden Muscovit-Quarz-Marmore

(Handstück R<sub>16</sub>; R 27500/H 37200)

In diesem bläulich grau gefärbten Gestein sind makroskopisch die Mineralien Kalkspat, Muscovit und Quarz zu erkennen. Das makroskopische Gefüge ist gekennzeichnet durch den Wechsel von bis zu 5 mm dicken, Muscovit-reichen Lagen oder Linsen mit bis zu 10 cm dicken, Muscovit-armen bis -freien Lagen, in denen Quarz und Kalkspat vorherrschen. Die Muscovit-Lagen sind leicht gefältelt.

1449

##### Mikroskopische Beschreibung (Dünnschliff 4398)

Kalkspat ist das häufigste Mineral. Die 0,6 bis 1 mm großen, xenomorphen Körner sind überwiegend von rundlicher Gestalt und werden von weitscharigen Gleitzwillingslamellen durchzogen. Der Kornverband Kalkspat-Kalkspat und Kalkspat-Quarz ist durch fehlende oder nur geringe Verzahnung gekennzeichnet. Kalkspat ist in den glimmerarmen Lagen das dominierende Gemengteil, findet sich dagegen in den Glimmerlagen nur in einzelnen Körnern. Plagioklas wird von Kalkspat verdrängt. An einem Korn konnte schwach anomale Zweiachsigkeit beobachtet werden (Erklärung?).

Quarz ist zweithäufigstes Gemengteil. Die 0,5 bis 1 mm großen, xenomorph-rundlichen Körner löschen leicht undulös aus und weisen gegeneinander und gegen Kalkspat nur geringe Verzahnung auf. Quarz ist wie Kalkspat in den glimmerreichen Lagen selten.

Dagegen ist der Muscovit überwiegend in den schon erwähnten Lagen angereichert, in denen er ein gut geregeltes, lepidoblastisches Teilgefüge bildet. An den Umbiegsstellen der Feinfältelung sind die Muscovit-Blätter nicht geknittert oder deformiert. Als Einschluß findet sich selten Klinozoisit.

Biotit ist wesentlich seltener als Muscovit. Er findet sich in einzelnen, gelbbraun gefärbten Scheitern entweder // S geregelt, z.T. aber auch quer dazu, wobei seine c-Achse ungefähr mit der b-Achse der Feinfältelung zusammenfällt; er ist in diesem Fall also etwa // ac des Faltengefüges gewachsen. Um eingeschlossene Zirkon-Mikrolithe, die in den Glimmerlagen deutlich angereichert sind, haben sich im Biotit um 0,1 mm große pleochroitische Höfe gebildet. Umwandlungen sind nicht zu beobachten.

In den Glimmerlagen ist auch Mikroklin angereichert, und zwar besonders in den Achsenebenen der Kleinfalten, wo er Muscovit verdrängt. Die 0,2 bis 0,5 mm großen, xenomorphen Körner zeigen die typische Gitterlamellierung sehr schön. In den Kalkspat-Quarz-Lagen sind die Mikroklin-Körner wesentlich seltener und durchweg auch kleiner.

Umgekehrt ist es beim Plagioklas, dessen 0,2 bis 0,5 mm großen, xenomorph-rundlichen Körner überwiegend in den Quarz-Kalkspat-Lagen auftreten. Der Plagioklas, dessen An-Gehalte sich aus der Messung der Auslöschungsschiefe in der symmetrischen Zone mit 24, 24, 25, 29, 30,5, 31,5 % An ergaben, umwächst poikiloblastisch Quarz und Graphit, zuweilen auch Apatit. Er neigt zu feiner, durchgehender Zwillingslamellierung vor allem nach dem Albit-Gesetz, manchmal auch nach dem Periklin-Gesetz; die Lamellen können verbogen sein. Die einzelnen Körner sind nicht selten leicht parallel S gestreckt. Die Plagioklase sind untereinander kräftig verzahnt. Leichte Serizitisierung ist in allen Individuen zu beobachten.

Apatit ist in den Feldspat führenden Quarz-Muscovit-Marmoren nicht selten. Die hypidiomorphen Säulen sind zumeist // S ge- regelt. Graphit ist dagegen recht selten, findet sich aber zu weilen auf Korngrenzen in S-parallel Lagen angereichert. Mitunter wird er auch von den Feldspäten eingeschlossen und markiert in diesen dann deren nicht gedrehtes Intern-S. Die übrigen Opak-Teilchen ließen sich auf Grund der Kornform und der im auffallenden Licht gelben Reflexionsfarbe als Pyrit bestimmen.

Das mikroskopische Gefüge untergliedert sich in zwei Teilgefügebereiche: ein lepidoblastisches (die Glimmerlagen) und ein granoblastisches (die Quarz-Kalkspat-Lagen). Beide Teilgefügebereiche sind in sich sehr gleichkörnig.

Die Feinfältelung ist auch mikroskopisch an den Glimmerlagen sehr gut zu beobachten, wobei die um 40° bis 50° geneigten Achsenebenen typisch sind.

Von dem Lagen- und Materialwechsel in diesem Gestein war schon die Rede. Daß es sich dabei tatsächlich um sedimentäre Unterschiede handelt, die bei der Metamorphose nicht verwischt worden sind, unterstreicht auch die folgende Beobachtung: in den Muscovit-Lagen ist eine deutliche Anreicherung des Mikroklin zu beobachten, dessen Bildung bei der Metamorphose die Folge des bekannt (Literatur?) hohen Kalium-Gehalts der sedimentären Tonminerale ist. In den Quarz-Kalkspat-Lagen herrscht entsprechend Plagioklas vor.

Zur Kristallisationsfolge ist zu bemerken: Beide Feldspäte umwachsen Quarz, Graphit und Apatit. Der Plagioklas ist deutlich noch von der Deformation erfaßt worden: die starke Verzahnung und die Verbiegung der Zwillingslamellen beweisen das. Dagegen ist der Mikroklin später als Muscovit gewachsen, den er verdrängt. Muscovit selber ist aber, wie der Biotit, postkinematisch gewachsen, da er an den Umbiegungsstellen der Kleinfaltung nicht deformiert ist. Die Serizitisierung der Plagioklase ist als diaphthoretische Erscheinung anzusehen.

Das Ausgangsgestein ist nach dem zuvor Gesagten mit großer Wahrscheinlichkeit ein sandiger Marmor gewesen, der dünne Tonlagen und -schmitzen führte, die jetzt metamorph als Muscovit-Lagen vorliegen.

#### b. Die Quarzite

Handstück und Schliff fehlen.

#### c. Die Graphit-Quarzite

Handstück und Schliffe fehlen.

In den Marmoren finden sich neben konkordanten Quarz-Ausschwitzungen auch diskordante, aplitische Pegmatoide mit Kalkspat, Muscovit, Biotit, Quarz und Turmalin. Sie werden weiter unten (Pkt. C) näher besprochen werden.<sup>+</sup>

Der untere Teil der Steinkjerringo-Serie dürfte nach unseren bisherigen Kenntnissen dem "Pieske-Kalk" entsprechen. Seine Mächtigkeit beträgt 100 bis 130 m.

## 2.2 Oberer Teil der Steinkjerringo-Serie

Charakteristisch sind in der bunten Folge des oberen Teils der Steinkjerringo-Serie 0,5 bis 3m mächtige Lagen von mittelkörnigen, rostigbraun verwitternden Graphit-Phylliten, die jedoch an der Gesamtmaßtigkeit nur in geringem Maße beteiligt sind. Überwiegend stehen karbonatfreie, dunkle Biotit-Quarze an, in die neben den Graphit-Phylliten auch Granat-Plagioklas-Biotit-Quarz-Schiefer eingeschaltet sind. Diese Schiefer sind Gesteinen des unteren Teils der Sjönstaa-Serie makroskopisch so ähnlich, daß an dieser Stelle auf die petrographische Beschreibung unter Pkt. 3.1 verwiesen werden kann. Des weiteren kommen meist rasch auskeilende, dünne Lagen von Marmoren vor, die denen des unteren Teils der Steinkjerringo-Serie außerordentlich ähneln. An "Grüngesteinen" sind am Brunnreinfj. ein längerer Amphibolitzug sowie immer wieder eingeschaltete Biotit-Ilmenit-Hornblende-Schiefer zu erwähnen. Dabei ist der Amphibolit in keiner Weise von denen der Furulund-Serie (vgl. Pkt. 4.1) zu unterscheiden.

### Gesteinsbeschreibungen

#### a. Die Graphit-Phyllite

Handstück und Schliff fehlen.

#### b. Der Biotit-Ilmenit-Hornblende-Schiefer

(Handstück R<sub>22</sub>; R 27750/H 37350)

Makroskopisch können die namengebenden Mineralien erkannt werden\*. Das Gefüge ist mäßig schiefrig mit guter Regelung der Hornblende // S.

\* auch Ilmenit?

\* Aus Platzgründen war diese Besprechung leider nicht mehr möglich.

### Mikroskopische Beschreibung (Dünnschliff 1403)

Hornblende ist das häufigste Mineral. Die deutlich gefärbten ( $X = \text{hellgrün}$ ,  $Y = \text{olivgrün}$ ,  $Z = \text{bläulich grün}$ ) Individuen sind zwischen 1 und 5 mm lang und von hypidiomorpher Gestalt, wobei die Prismenflächen meist gut ausgebildet sind, die Endflächen jedoch fehlen. Um Zirkoneinschlüsse herum sind immer pleochroitische Höfe zu beobachten, in denen die Eigenfarbe und die Doppelbrechung der Hornblende verstärkt sind. Auslöschungsschiefe: ca.  $19^\circ$ ;  $2V$  liegt im konoskopischen Bild kanpp, aber deutlich unter  $90^\circ$ . Die Hornblenden sind mit ihrer Längsrichtung // S geregt und bedingen dadurch die gute Teilbarkeit des Gesteins. Sie umwachsen Quarz, Apatit, Zirkon (s.o.) und Erz, das seine lagige Anordnung dabei beibehält. Nicht selten ist ein diaphthoretischer Zerfall in Karbonat und Chlorit zu beobachten, wobei Chlorit und ein Teil des Karbonats die Hornblende verdrängen, der größere Teil des Karbonats jedoch nachträglich noch gewandert ist.

Der Opak-Anteil ist in diesem Gestein sehr hoch: lagenweise sind idiomorphe, nadelige Körner angereichert, die teilweise in Rutil umgewandelt sind. Korngestalt und Umwandlungsprodukt sprechen für Ilmenit. Die Ilmenit-Kristalle sind zumeist parallel, nur selten auch ungefähr senkrecht S geregt. Die erwähnten Lagen, in denen sie angereichert sind, setzen ohne weiteres durch Hornblende, Biotit und Plagioklas hindurch, wodurch ein prämetamorphes S kenntlich gemacht wird, das parallel zum Schieferungs-S verläuft.

Plagioklas tritt gegen Hornblende und Ilmenit zurück. Die 0,2 bis 0,4 mm großen, xenomorph-rundlichen Körner sind zumeist nach dem Albit-, seltener auch nach dem Periklin-Gesetz engscharig zwillingsslamelliert. Aus den Auslöschungsschiefen, gemessen in der symmetrischen Zone, ergaben sich die Werte: 42, 49 und 52 % An (basischer Andesin).

Quarz tritt in diesem Gestein zurück. Die xenomorphen Körner lösen schwach undlös aus, die Verzahnung ist ebenfalls schwach.

Biotit ist in einzelnen Nestern angereichert, die er ausfüllt, ohne weiter geregt zu sein. Er umwächst Apatit und Zirkon, um den herum in pleochroitischen Höfen die sonst hellbraune Farbe nach dunkelbraun verstärkt ist. Beginnende Umwandlung in Chlorit ist nicht selten.

Das Gefüge des Biotit-Ilmenit-Hornblende-Schiefers ist im Dünnschliff durch die Regelung der Hornblende nematoblastisch mit eingelagerten kleinen Plagioklas-Quarz-Nestern, die in sich ein granoblastisches Gefüge zeigen. In den Ilmenit-Lagen hat sich vielleicht ein prämetamorphes, sedimentäres Lagengefüge erhalten.

Aus dieser Beobachtung ergibt sich auch die Kristallisationsfolge: Ilmenit ist sicher prämetamorph schon vorhanden gewesen, Hornblende, Biotit und Plagioklas sind postkinematisch gewachsen ~~und~~, da sie keine Spuren einer Deformation erkennen lassen, und zeigen die höchste Stufe der Metamorphose an. Chlorit und Karbonat sind dagegen erst diaphthoretisch aus Hornblende bzw. Biotit entstanden.

Als Ausgangsgestein kommt wegen des Pauschalchemismus und wegen des hohen Ti-Gehaltes ein im wesentlichen aus endogenem, nicht aus detritischem Material zusammengesetztes Gestein in Frage, und zwar, wie man aus dem prämetamorphen Lagengefüge schließen kann, ein Tuff. Hierfür spricht auch, daß diese Schiefer in zumeist nur geringmächtigen, immer wieder auskeilenden Lagen in die übrigen Gesteine der Steinkjerringo-Serie eingeschaltet sind.

Die Gesteinsserie des oberen Teils der Steinkjerringo-Serie wurde mit der des unteren Teils der Steinkjerringo-Serie zu einer Einheit zusammengefaßt, da die petrographischen Unterschiede zu den hangenden Gesteinen der Sjönstaa-Serie größer sind als zu den liegenden Glimmer-Marmoren.

Mächtigkeit des oberen Teils der Steinkjerringo-Serie: 150 bis 200 m.

### 2. Sjönstaa-Serie

In der beschriebenen Steinkjerringo-Serie kommen Graphit führende Gesteine vor, in der Sjönstaa-Serie dagegen nicht. Dieses Kriterium läßt sich im Gelände zur Grenzziehung zwischen beiden Serien sehr gut verwenden. Über die Hangendgrenze der Sjönstaa-Serie vgl. Pkt. 4.

Die Gesamtmaßtigkeit der Sjönstaa-Serie schwankt zwischen 600 und 750 m.

#### 3.1 Unterer Teil der Sjönstaa-Serie

Der untere Teil der Sjönstaa-Serie hat eine Mächtigkeit von ca. 500 m - wegen z.T. intensiver Spezialfaltung ist dieser Wert aber sicher zu hoch. Es stehen sehr einheitlich teils helle, teils dunkle, teils dick, ~~dick~~ teils dünnbankige Granat-(Bauerit)-Andesin-Biotit-Quarz-Schiefer an, deren Glimmergehalt immer niedrig ist, bei denen aber das Verhältnis Bauerit-Biotit starken Schwankungen unterworfen ist. Bankweise kann Granat völlig fehlen. Häufig zeigen diese Gesteine eine feine Bänderung von glimmerreicher und -ärmeren Lagen im mm- bis cm-Bereich, an der sich oft eine sehr intensive Feinfältelung ableSEN läßt.

#### Gesteinsbeschreibung

##### Die Granat-(Bauerit)-Andesin-Biotit-Quarz-Schiefer

(Handstücke R<sub>10</sub>; R 25800/H 41600 und R<sub>11</sub>; R 25620/H 41120)

Makroskopisch sind die Mineralien Granat, Biotit, Hellglimmer (Bauerit) und Quarz zu beobachten. Das makroskopische Gefüge ist gekennzeichnet durch den Wechsel von dünnen, glimmerreichen

Lagen (die aber nicht immer vorhanden sind, sodaß partienweise dickere Gesteinsbänke in sich homogen von gut geregeltem Glimmer durchzogen werden) mit helleren, glimmerarmen bis -freien Lagen, deren Mächtigkeit meist größer ist als die der zuvor genannten. Je nach der Verteilung der Glimmer spalten die Granat-(Bauerit)-Andesin-Biotit-Quarz-Schiefer feinschiefrig bis plattig. Häufig sind sie intensiv und fein gefältelt (Bild?). An den Stellen, an denen diese Gesteine seiger bis überkippt stehen, tritt zu der Hauptschieferung, die zu den erkennbaren Materialunterschieden und damit auch zum prämetamorphen, sedimentären S parallel verläuft, eine zweite, nicht so ausgeprägte Schieferung, die mit der ersten einen Winkel von etwa 40° bildet und senkrecht zu den Achsenebenen des allgemeinen Faltengefüges verläuft.

#### Mikroskopische Beschreibung (Dünnschliffe 1401 und 1402)

Immer vorherrschendes Mineral ist Quarz. Die zwischen 0,1 und 0,5 mm großen, leicht undulös auslöschenden Körner sind xenomorph, zumeist rundlich und nur selten schwach // S gestreckt. Der Grad der Verzahnung ist schwach. Zusammen mit Plagioklas bildet der Quarz das granoblastische Teilgefüge dieser Gesteine.

Der Biotit ist für deren Teilbarkeit verantwortlich. Die 0,2 bis 1 mm langen Scheiter können zu einem lepidoblastischen Teilgefüge zusammentreten, sind meist jedoch seltener und markieren nur durch ihre straffe Regelung die Schieferung. In den gefältelten Partien zeichnen sie die Feinfältelung nach, sind jedoch an den Umbiegungsstellen nur sehr selten geknittert. Ist noch eine zweite Schieferung vorhanden (s.o.), so wird auch diese durch Biotit kenntlich gemacht, jedoch nicht so deutlich wie die erste.

Der Grad der Umwandlung des Biotits in Hellglimmer (Bauerit) und Chlorit (Pennin-artig, jedoch ohne die charakteristischen entenblauen oder schmutzig-braunen Interferenzfarben) ist sowohl in einem Schliff als auch von Schliff zu Schliff verschieden. Je stärker die Umwandlung vorangeschritten ist, desto heller erscheint das Gestein bei makroskopischer Betrachtung. Einschlüsse im Biotit sind Apatit, Epidot und Zirkon, um den herum kräftige pleochroitische Höfe nie fehlen, die auch in den Chloriten noch gut zu beobachten sind.

Messungen der Auslöschnungsschiefe in Schnitten der symmetrischen Zone der Plagioklase ergaben folgende Werte: 26, 32, 33, 33, 33, 34, 35, 36, 37, 37, 38, 40 und 42 % An; es liegt also vorwiegend Andesin vor. Er tritt gegen Quarz\* deutlich zurück. Zwillingsslamellen nach dem Albit-Gesetz sind häufig, solche nach dem Periklin-Gesetz seltener, Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetz sehr selten. Die xenomorph-rundlichen Körner sind zwischen 0,1 und 0,4 mm groß. Zuweilen ist leichte Serizitierung zu beobachten.

Granat ist ein typisches Gemengteil dieser Gesteine. Die zwischen 1 und 2,5 mm großen Körner sind teils idiomorph, teils

\* in seiner Häufigkeit

xenomorph und greifen dann amöbenartig in das umliegende Quarz-Plagioklas-Gefüge hinein. Der Granat ist ausgeprägt poikiloblastisch, z.T. sogar siebartig, die Einschlüsse sind überwiegend Quarz, der nicht selten lagenweise angeordnet ist und dadurch das Intern-S der Granate kenntlich macht. Dieses Intern-S ist, soweit vorhanden, immer um Winkel zwischen  $50^{\circ}$  und  $90^{\circ}$  gegen die Schieferung gedreht (Bild?).

Apatit und Zirkon sind in kleinen, hypidiomorphen oder xenomorphen Körnern vertreten; um Zirkon finden sich in Biotit und Chlorit immer kräftige, pleochroitische Höfe.

Epidot kann ebenfalls in zumeist weniger als 0,1 mm großen Körnern vorkommen. Obgleich auch er in Biotit pleochroitische Höfe erzeugen kann, so scheint es sich doch nicht um Orthit zu handeln: fehlende Farbe und Isotropisierung und die niedrigen, anomal blauen Interferenzfarben (statt Grau 1. Ordng.) deuten eher auf Klinozoisit hin.

Rutil ist in sehr kleinen (unter 0,05 mm), idiomorphen bis hypidiomorphen Körnern zu beobachten, die sich zuweilen zu größeren Aggregaten zusammenlagern.

Turmalin in kleinen, idiomorph-kantengerundeten Säulchen, die z.T. Zonarbau erkennen lassen, ist selten. Farbe: E = farblos, O = olivgrün.

Der Opak-Anteil ist ebenfalls nicht hoch. Zum Teil scheint Pyrit vorzuliegen, worauf die auch im Dünnschliff sichtbare gelbe Reflexionsfarbe und die Umwandlung in Brauneisen hinweisen. Idiomorphe Säulchen mit (im Dünnschliff) fehlender Reflexionsfarbe könnten Ilmenit sein.

Das mikroskopische Gefüge der Granat-(Bauerit)-Andesin-Biotit-Quarz-Schiefer ist bei höherem Granat-Gehalt deutlich heteroblastisch. Bei dickeren Glimmerlagen ist ein dunkles, lepidoblastisches und ein helles, granoblastisches Teilgefüge zu unterscheiden. Tritt eine zweite Schieferungsfläche hinzu, so wird auch diese durch die Glimmer markiert, jedoch nicht so deutlich wie die erste, die dem Materialwechsel und damit dem sedimentären S parallel liegt. Die Feinfältelung ist, wenn vorhanden, isokinal, mit steil stehenden Achsenebenen; die Glimmer sind an den Umbiegungsstellen nicht oder nur selten geknickt. Die tektonische Beanspruchung wird ebenfalls durch das gedrehte Intern-S der Granate angezeigt.

*Warum?*

Kristallisationsfolge: Granat ist das älteste metamorph gebildete Mineral (prä- bis synkinematisch). Biotit ist im wesentlichen postkinematisch gewachsen, Plagioklas z.T. etwas später, da er stellenweise Biotit verdrängt. Ebenfalls postkinematisch sind in den Dünnschliffen 1401 und 1402 nicht erfaßte, aber makroskopisch sichtbare, dünne Quarzlagen, die durch metamorphe Mobilisation entstanden sind und die die Fältelung bereits durchsetzen. Wesentlich jünger, diaphthoretisch, ist die Umwandlung von Biotit in Bauerit oder Chlorit.

Als Ausgangsgesteine dürften pelitische, quarzreiche Gesteine vorgelegen haben. Diese bauen, wie erwähnt, den unteren Teil der Sjönstaa-Serie sehr gleichmäßig auf, ohne daß ein ins Auge fallender Wechsel der Sedimentation feststellbar wäre.

### 3.2 Oberer Teil der Sjönstaa-Serie

Wesentlich komplizierter sind die Verhältnisse im oberen Teil der Sjönstaa-Serie. Dies macht eine Unterteilung der petrographischen Beschreibung nach regionalen Gesichtspunkten nötig: im Gebiet um den Staalberget und östlich des Ingeborg-Vann stehen vorwiegend ehemals detritische Gesteine mit gelegentlichen Einlagerungen von endogenem Material an, während im Gebiet östlich des Vatn-Fjell und ungefähr südlich der Netzlinie 7440 000 im wesentlichen Gesteine endogener Herkunft mit gelegentlichen detritischen Einschaltungen zu finden sind. Die Verzahnung der beiden Fazies wird unter Punkt 3.22 noch näher beschrieben.

#### 3.21 Gebiet südlich, nördlich und westlich Staalberget sowie nordöstlich und südwestlich Ingeborg-Vann

Die Basis des oberen Teils der Sjönstaa-Serie bildet südlich des Staalberget ein dunkler, dichter, Epidot führender Biotit-Quarz-Plagioklas-Hornblende-Schiefer, dessen Mächtigkeit maximal etwa 20 m beträgt und dessen seitliche Verbreitung sich nur über da. 1,5 km erstreckt. Im übrigen steht eine in sich recht eintönig aufgebaute, etwa 200 m mächtige Folge von hellen, meist feinge-<sup>zweigliniger</sup> bänderten Biotit-Plagioklas-Mikroklin-Quarz-Schiefern an, in die stellenweise Granat-Chlorit-Amphibolite meist nur geringer Mächtigkeit (cm- bis dm-Bereich) eingeschaltet sind.

Die Gesamtmächtigkeit des oberen Teils der Sjönstaa-Serie liegt zwischen 200 und 250 m, am Ingeborg-Vann generell etwas niedriger.

#### Gesteinsbeschreibungen

##### a. Der Epidot führende Biotit-Quarz-Plagioklas-Hornblende-Schiefer

(Handstück T<sub>12</sub>; R 28000/H 42250)

Dieses Gestein ist feinkörnig; die makroskopisch sichtbaren Mineralien Hornblende und Biotit sind gut geregelt und bilden ein feinschiefriges Gefüge, ohne daß ein Lagenwechsel erkennbar wäre. Einzelne S-Flächen können allerdings etwas stärker mit Biotit belegt sein.

##### Mikroskopische Beschreibung (Dünnschliff 1405)

Häufigstes Mineral ist Hornblende. Die deutlich gefärbten Kristalle mit X = hellgrün, Y = olivgrün und Z = blaugrün zeigen idiomorphe Prismenflächen, dagegen sind die Endflächen nie ausgebildet. Die Größe liegt im Durchschnitt bei 0,3 mm Länge und

0,1 mm Dicke. Die Auslöschungsschiefe beträgt  $25^{\circ}$ ,  $2V_x$  ist knapp, aber deutlich unter  $90^{\circ}$ . Zuweilen sind Zwillinge nach (100) zu beobachten. Einschlüsse sind Quarz, Klinozoisit und Titanit. Nicht selten wird die Hornblende von Chlorit (Pennin) verdrängt.

Biotit tritt gegen Hornblende zurück. Die gelbbraun gefärbten, kräftig pleochroitischen Scheiter sind meist etwas größer als Hornblende und überwiegend gut // S eingeregelt, nur gelegentlich kommen auch Querbiotite vor. Pleochroitische Höfe fehlen, da Zirkon in diesem Gestein abwesend ist. Zuweilen lässt sich am Biotit beginnende Umwandlung in Chlorit feststellen, wobei die Farbe grün, die Doppelbrechung herabgesetzt wird.

Plagioklas kommt in um 0,1 mm großen, xenomorph-rundlichen Körnern vor und bildet zusammen mit Epidot und Quarz ein unverzahntes, granoblastisches Gefüge. Zwillingsslamellen sind nur an einigen wenigen Individuen zu beobachten. Daher war es nur möglich, Auslöschungsschiefen senkrecht zu den Mittellinien zu messen; es ergaben sich die Werte: 25, 26, 26, 27, 30, 32, 33, 34, 35, 35, 36, 37, 38, 38, 39, 40, 40, 41, 42, und 45 %. An. Auch die Lichtbrechung gegen Quarz weist auf An-Gehalte zwischen 25 und 50 % An hin, es handelt sich also um basischen Oligoklas und sauren Andesin. Zumeist ist verwischener, inverser Zonarbau an den Plagioklasen zu beobachten.

Quarz ist ebenfalls nicht selten. Korngröße und -form entspricht der von Plagioklas. Zuweilen führt er als Einschlüsse feinste Körner mit hoher Doppelbrechung, wahrscheinlich Titanit.

Die sehr kleinen, unter 0,1 mm großen Epidot-Körner haben teils idiomorphe, teils xenomorphe Gestalt. Ihre optischen Eigenschaften (anomale blaue Interferenzfarben, fehlende Färbung) weisen auf Klinozoisit hin.

Titanit tritt in unter 0,05 mm großen, sehr häufig typisch briefkuvertförmigen Kristallen auf. Zwillinge sind nicht selten.

Pyrit, im Dünnschliff an der gelben Reflexionsfarbe im auffallenden Licht kenntlich, ist in einzelnen Nestern angereichert. Er wird randlich von zwei verschiedenen Mineralien verdrängt: zunächst umgibt den Pyrit eine Rinde von rotbraunem Fe-Hydroxyd, wahrscheinlich Goethit, der ihn auch von Sprüngen her verdrängt, dann folgt ein Saum, der aus einem sehr feinkörnigen, filzigen Aggregat vermutlich eines Schichtgitterminerals besteht, das intensiv olivbraun gefärbt ist und auch die randlich gelegenen Plagioklas und Hornblenden verdrängt (Reaktionssaum Brauneisen - Silikate?).

Apatit findet sich selten in kantengerundeten, ca. 0,05 mm großen Körnern.

Das mikroskopische Gefüge dieses Gesteins ist überwiegend granoblastisch (Plagioklas-Quarz-Epidot). Darin markieren Hornblende und Biotit, die jedoch nicht zu einem eigenen Teilgefüge zusammentreten, die gut ausgeprägte Schieferung. Lagen- und Materialwechsel sind nicht zu beobachten.

Zur Kristallisierungsfolge: keins der beschriebenen Minerale zeigt Anzeichen einer Deformation: Quarz ist nicht undulös, das granoblastische Gefüge (s.o.) zeichnet sich durch fehlende Verzahnung aus, Biotit und Hornblende sind nicht geknittert oder verbogen. Somit ist das Wachstum aller dieser Gemengteile

mit Sicherheit postkinematisch, wobei Hornblende wohl als letztes Mineral gewachsen ist, da sie Quarz und Epidot einschließt. Chloritisierung und Limonitisierung dagegen gehören einer späteren Phase an, wahrscheinlich einer diaphthoretischen.

Als Ausgangsgestein kommt wegen des Pauschalchemismus und des nicht unbeträchtlichen Ti-Gehaltes sowie wegen des fehlenden detritischen Schwermineralbestandes (Zirkon fehlt!) ein Tuff oder ein Ergußgestein in Frage.

<sup>twiglimmer</sup>

b. Der Biotit-Plagioklas-Mikroklin-Quarz-Schiefer

(Handstück T<sub>11</sub>; R 28350/H 42800)

Dieses Gestein, das im betrachteten Gebiet überwiegend den oberen Teil der Sjönstaa-Serie aufbaut, ist sehr hell, so daß es im Gelände und auf den Luftbildern ausgezeichnet hervortritt. Die makroskopisch sichtbaren Mineralien Quarz, Hellglimmer und Biotit ordnen sich so an, daß dünne, dunkle, an Biotit reichere Lagen mit dickeren, hellen, an Biotit ärmeren wechseln, so daß das Gestein im mm- bis cm-Bereich gebändert erscheint. Die Schieferung ist mäßig, so daß dieses Gestein bankig absondert.

Mikroskopische Beschreibung (Dünnschliff 1404)

Quarz ist mit Mikroklin zusammen häufigstes Mineral. Die xenomorph-rundlichen Körner haben Größen um 0,2 mm. Sie löschen zuweilen leicht undulös aus, sind aber - häufiger - leicht kataklastisch. Quarz verdrängt Hellglimmer und Biotit.

Mikroklin, durch seine klare und deutliche Gitterlamellierung gut gekennzeichnet, ähnelt dem Quarz in Kornform und -größe. Er ist nie serizitisiert, verdrängt aber Hellglimmer.

Auch der Plagioklas hat dieselbe Kornform und -größe wie Quarz. Alle drei, Quarz und die beiden Feldspäte, bilden zusammen ein schwach bis nicht verzahntes, granoblastisches Gefüge. Der Plagioklas, der gegen Mikroklin deutlich zurücktritt, ist nur selten nach dem Albit-Gesetz zwillingslamelliert, Karlsbader Zwillinge sind noch seltener. Er ist immer durch leichte Serizitierung gekennzeichnet. Messungen der Auslösungsschiefe gegen die Mittellinien ergaben: 15, 16, 17, 21, 22, 23, 24, 25 und 27 % An. Der Vergleich der Lichtbrechung gegen Quarz und Mikroklin bestätigt diese Werte; es handelt sich also um Oligoklas. Zuweilen ist Zonarbau zu erkennen. Auch der Plagioklas verdrängt Hellglimmer.

Biotit ist in 0,3 bis 0,4 mm langen, sehr gut // S geregelten Scheitern zu finden, die lagenweise angereichert sind. Die Menge reicht jedoch nicht aus, daß der Biotit zu einem lepidoblastischen Teilgefüge zusammentritt. In frischem Zustand ist der Biotit kräftig braunoliv gefärbt; chloritisierte Individuen sind grün unter Beibehaltung des Pleochroismus und unter Verminderung der Doppelbrechung, baueritisierte sind nicht gefärbt. Um Zirkon-Einschlüsse finden sich kräftige pleochroitische Höfe.

Hellglimmer wird immer kräftig von Quarz, Mikroklin und Plagioklas verdrängt, wobei es zu myrmekitartigen Gefügen kommt (Bild?). Es scheint sich überwiegend um Bauerit zu handeln, da eindeutige Verdrängungsgefüge Hellglimmer-Biotit erhalten sind. Auffällig ist jedoch, daß nur der Hellglimmer, nicht aber der Biotit, die erwähnten myrmekitartigen Gefüge zeigt.

Zirkon ist in maximal 0,1 mm großen, hypidiomorphen Körnern vertreten, die deutlich lagenweise angereichert sind und in Biotit und dem daraus entstandenen Chlorit kräftige pleochroitische Höfe erzeugen. Die Lagen, in denen Zirkon angereichert ist, verlaufen parallel zur Schieferung.

Das Gefüge dieses Gesteins ist im Dünnschliff granoblastisch; eingelagerte Glimmer, die lagenweise häufiger und weniger häufig auftreten, markieren die Schieferung, ohne ein eigenes, lepidoblastisches Teilgefüge zu bilden. Dieser Lagenwechsel scheint auf prämetamorphen, sedimentären Materialunterschieden zu beruhen, der sich auch in der ebenfalls lagenweisen Anreicherung des Seifenminerals Zirkon äußert.

Zur Kristallisationsfolge: Zirkon kann als primäres Seifenmineral dieses ehemaligen Sediments (s.u.) angesehen werden. Die metamorph gebildeten Mineralien sind überwiegend postkinematisch entstanden, wenn auch die zuweilen sichtbare undulöse Auslöschung des Quarzes, die schwache Verzahnung der hellen Gemengteile und gelegentliche leichte Deformation der Glimmer darauf hinweisen, daß diese Gemengteile noch leicht von den Ausläufern der Deformation erfaßt worden sind. Diaphthoretisch ist die Umwandlung von Biotit in Chlorit oder Bauerit vorstatten gegangen.

Als Ausgangsgestein kann nach dem Chemismus ein K-reicher Pelit mit Quarzsandanteil angesehen werden. Dabei spricht die Beobachtung, daß die dunklen, an Biotit reichen Lagen nicht sehr horizontbeständig sind, sondern häufig und zum Teil auch rasch auskeilen, für bewegte Ablagerungsverhältnisse.

### c. Der Granat-Chlorit-Amphibolit

(Handstück R<sub>1</sub>; R 25180/H 40900)

Besonders in den oberen Partien des oberen Teils der Sjönstaas Serie schalten sich in die zuvor beschriebenen Zweiglimmer-Plagioklas-Mikroklin-Quarz-Schiefer immer wieder einige mm bis einige cm mächtige Granat-Chlorit-Amphibolit-Lagen ein. Noch deutlicher als bei den zuvor beschriebenen Gesteinen haben sich hier prämetamorphe Materialunterschiede über die Metamorphose hinweg erhalten. In diesen Lagen können makroskopisch die Mineralien Hornblende, Chlorit und Granat erkannt werden. Die Gefügeregelung in diesen Lagen ist nur schwach.

### Mikroskopische Beschreibung (Dünnschliff 1400)

Die Hornblende, als häufigstes Mineral in diesen Lagen, ist nur schwach grün gefärbt. Die Auslöschungsschiefe beträgt  $17^{\circ}$ . Die Regelung der um 1 mm langen, um 0,4 mm dicken, hypidiomorphen Kristalle ist mäßig bis schlecht. Einschlüsse sind Quarz, Epidot, Apatit und Zirkon (mit pleochroitischen Höfen), die poikiloblastisch umwachsen werden. Häufig ist eine Umwandlung in Chlorit (Pennin) und Kalkspat zu beobachten (Bild?).

Beim Plagioklas ergaben sich aus Messungen der Auslöschungsschiefe in der symmetrischen Zone und an konjugierten Karlsbader Zwillingen folgende An-Gehalte: 47,5, 55, 62, 65, 65 % An. Er weist manchmal, aber nur in Teilbereichen eines Individuums, Zonarbau auf, wobei die einzelnen Zonen scharf gegeneinander abgegrenzt sind. Dabei ist der Kern basischer als der Rand; in einem Beispiel hatte der Kern 70, der Rand 58 % An. Es könnte sich hier um reliktischen, prämetamorphen Zonarbau ~~handeln~~ handeln, der jedoch von einer recht unregelmäßigen Entkalkung weitgehend überdeckt ist. ~~da~~ Ein derart scharfer Zonarbau sonst in keinem anderen Gestein mehr beobachtet werden konnte. Zwillingsslamellen sind nur selten und undeutlich zu beobachten; sie erfassen zumeist noch nicht einmal das gesamte Korn. Sehr oft setzt sich ein nach außen hin deutlich abgegrenztes Korn im Innern aus verschiedenen zusammen, wobei jedoch keine Bruchflächen zu erkennen sind. Da jedes dieser "Intern-Individuen" wieder in sich zonar gebaut ist, ergibt sich ein sehr unregelmäßiges, "fleckerl"haftes Bild bei gekreuzten Nicols.

Quarz kommt in den Granat-Chlorit-Amphibolit-Lagen nur untergeordnet vor; die 0,1 bis 0,3 mm großen Körner sind schwach oder nicht verzahnt, die Auslöschung ist schwach bis nicht undulös.

Granat, dessen 0,5 bis 1 mm großen Körner häufig kataklastisch zerbrochen sind, hat nur zuweilen rundliche, meist jedoch // S gestreckte, aber immer xenomorphe Gestalt. Er umwächst poikiloblastisch vorwiegend Quarz, aber auch Apatit. Er wird nicht selten von Pennin verdrängt.

Beim Chlorit lassen die sehr schwache, grünliche Farbe, die anomalen entenblauen oder schmutzig-braunen Interferenzfarben und der kleine Achsenwinkel auf Pennin schließen. Er ist nie primäres Gemengteil, sondern stets durch Umwandlung aus Hornblende, Biotit oder Granat entstanden. Dabei übernimmt er das alte, poikiloblastische Gefüge vor allem der Hornblenden. Nicht selten finden sich pleochroitische Höfe um Zirkon-Mikrolithe. Die Chloritisierung des Biotits ist bereits soweit vorangeschritten, daß dieser im Schliff fast nicht mehr vorkommt. Die Farbe ist rötlich braun. Untergeordnet ist der Biotit auch in Bauerit umgewandelt.

Karbonat ist ebenfalls ein Umwandlungsprodukt der Hornblende. Es ist jedoch im Gegensatz zum Chlorit, der immer den Platz der umgewandelten Hornblendekristalle einnimmt, häufig nach seiner Bildung noch im Gestein gewandert und hat sich besonders auf Rissen abgesetzt.

Epidot findet sich in kleinen, maximal 0,1 mm großen, hypidiomorphen Körnern. Seine niedrige Doppelbrechung mit den anomal blauen Interferenzfarben kennzeichnen ihn als Klinozoisit.

Apatit zeigt idiomorphe bis kantengerundete, um 0,1 mm große Körner.

Rutil verdrängt häufig opakes Material, das ich daher als Ilmenit anspreche; auch die nadelige Kornform spricht für diese Annahme. Die Ilmenit-Rutil-Körner erreichen Größen bis zu 1 mm.

Zirkon ist in einzelnen, hypidiomorphen bis idiomorphen Körnern zu beobachten; als Einschluß in Hornblende, Biotit und Chlorit ruft er dort pleochroitische Höfe hervor.

Das Gefüge ist im Dünnschliff granoblastisch, wobei durch den Biotit, untergeordnet auch durch die allerdings nicht so gut geregelte Hornblende, die Schieferung bewirkt wird. Der oben schon erwähnte Lagenwechsel (hornblendereiche/hornblendearme Lagen) wird im Dünnschliff nicht so deutlich wie makroskopisch, da zwischen den einzelnen Lagen verschiedener Zusammensetzung Übergangsbereiche vermitteln.

Zur Kristallisationsfolge: Plagioklas ist ausgesprochener Durchläufer: sicher präkinematisch sind die Bruchstücke innerhalb größerer Individuen, sicher postkinematisch ist deren Verheilung. Als prämetamorphes Relikt, vielleicht sogar als primärer Bestandteil, ist der scharf zonar gebaute Kern mancher Plagioklase zu bewerten. Quarz ist ebenfalls Durchläufer: er findet sich sowohl als Einschluß im Granat, der wegen seiner Streikung // S prä- bis synkinematisches Alter hat, (präkinematisch), als auch in leicht undulös auslöschenden Körnern (prä- bis synkinematisch), als auch in Körnern, denen undulöse Auslöschung fehlt (postkinematisch). Biotit und Hornblende weisen keine Deformationsspuren auf: postkinematisches Wachstum. Wesentlich jünger sind ausgeprägte, diaphthoretische Erscheinungen: Zerfall der Hornblende in Chlorit und Karbonat, Entkalkung der Plagioklase, Chloritisierung von Granat und Biotit und die seltene Baueritisierung des Biotits.

Als Ausgangsgestein kommt zweierlei in Betracht: entweder tuffogene Einstreuungen oder eingeschaltete, dolomitische Mergellagen. Eine endgültige Entscheidung kann noch nicht gefällt werden; Ti-Führung und der eventuell primäre Zonarbau der Plagioklase könnten aber auf die erste Möglichkeit hinweisen.

### 3.22 Gebiet östlich Vatn-Fjell und südlich der Netzlinie 74 40 000

In diesem Gebiet ist der obere Teil der Sjönstaa-Serie wesentlich komplexer zusammengesetzt: von den beschriebenen Zweiglimmer-Plagioklas-Mikroklin-Quarz-Schiefern bleiben nur noch zwei, allerdings gut durchhaltende, jeweils etwa 10 bis 20 m mächtige Rippen übrig, die die Liegend- und Hangendgrenze des oberen Teils der Sjönstaa-Serie markieren. Dazwischen lagern sich in innigem, horizontalem und vertikalem Fazieswechsel folgende Gesteine:

Epidot-Biotit-Quarz-Andesin-Schiefer und "Kalkglimmerschiefer", die Gesteinen der Furulund-Serie so ähnlich sind, daß auf die Beschreibung unter Punkt 4.1 verwiesen werden kann, sowie bis zu 40 m mächtige Titanit (und Granat) führende Quarz-Biotit-Plagioklas-Hornblende-Schiefer und bis zu 30 m mächtige

Biotit führende Amphibolite. An einer Stelle war auch ein geringmächtiger Granat-Hornblende-Porphyroblasten-Gneis zu finden.

Die Mächtigkeit des oberen Teils der Sjönstaa-Serie schwankt wegen der starken Fazieswechsel in diesem Gebiet zwischen 100 und 200 m.

#### Gesteinsbeschreibungen

##### a. Die Titanit (und Granat) führenden (Quarz-) Biotit-Plagioklas-Hornblende-Schiefer

(Handstücke T<sub>19</sub> - R 29260/H 39800 und T<sub>21</sub> - R 30000/H 35950)

Die beiden Handstücke unterscheiden sich im Mineralbestand etwas, haben aber eine vergleichbare Genese und sollen daher gemeinsam beschrieben werden. Gemengteile, die nur bei einem Gestein auftreten, sind im zusammenfassenden Namen in Klammern gesetzt.

Diese Gesteine sind für den oberen Teil der Sjönstaa-Serie hier außerordentlich typisch. Ihre Farbe schwankt zwischen hell- und dunkelgrün. Die makroskopisch erkennbaren Mineralien Hornblende, Biotit (und Granat) lagern sich zu einem feinkörnigen, feinschiefrigen Gefüge zusammen, wobei der Granat, wenn er auftritt, von der Schieferung "umflossen" wird. Die hellen Gemengteile sind so feinkörnig, daß sie makroskopisch nicht identifizierbar sind. Brauneisen findet sich nicht selten auf einzelnen S-Flächen oder auf Klüften angereichert.

Handstück T<sub>19</sub> ist völlig homogen in der Verteilung der Komponenten, bei T<sub>21</sub> ist dagegen ein Teilbereich zu beobachten, in dem deutlicher Wechsel zwischen helleren und dunkleren Lagen ins Auge fällt.

##### Mikroskopische Beschreibung (Dünnschliffe 1416 und 1446)

Hornblende ist in beiden Schliffen Hauptmineral. Die hypidio-morphen Kristalle sind von ausgeprägt langprismatischem Habitus und erreichen Längen zwischen 0,1 und 1 mm. Die Färbung ist deutlich bis kräftig: X = hell gelblich grün, Y = hell (oliv-) grün, Z = bläulich grün bis blaugrün. Die Auslösungs-schäfen betragen 10° (1446) bzw. 24° (1416). 2V ist im ko-noskopischen Bild wenig, aber einwandfrei kleiner als 90°. Zwillinge nach (100) sind äußerst selten. Als Einschlüsse fin-den sich kleine Körner von Quarz und Titanit, in Schl. 1446 auch von Epidot-Mikrolithen, die von pleochroitischen Höfen umgeben sind, in denen die Farbe der Hornblende verstärkt ist. Die Hornblende-Kristalle sind in beiden Schliffen ganz ausgezeichnet // S geregelt, und nur selten finden sich quer zur Schieferung liegende Körner. Die Hornblende weist fast

\* das sagt nicht  
gut mehr

nie Anzeichen einer Deformation auf; nur eine gewisse Querabsonderung ist zu beobachten.

Plagioklas tritt gegen Hornblende nur wenig zurück. Die zwischen 0,05 und 0,2 mm großen, xenomorphen Körner erscheinen z.T. schwach // S gestreckt, haben zumeist aber rundliche Kornform. Zwillingslamellen waren in beiden Schliffen nie zu beobachten, sodaß auf den An-Gehalt zunächst nur aus Beobachtungen der Lichtbrechung gegen das Einbettungsmittel und gegen Quarz geschlossen werden konnte. Danach dürfte saurer Andesin mit An-Gehalten zwischen 30 und 40% vorliegen. Nur selten ist undeutlicher und schwacher Zonarbau zu erkennen.

Biotit ist in Schliff 1446 reichlich, in Schliff 1416 dagegen nur spärlich vorhanden. Die Farbe ist gelbbraun mit leichtem Stich nach oliv. Der Biotit ist intensiv mit Hornblende verwachsen und scheint stellenweise von ihr verdrängt zu werden. Als Einschlüsse finden sich Titanit, Apatit und Epidot, der von pleochroitischen Höfen umgeben ist. Die Regelung // S ist ausgezeichnet, nur selten finden sich Querbiotite. Zuweilen ist Umwandlung in Pennin zu beobachten, der durch schwache Färbung, geringen Pleochroismus und anomale, kräftig entenblaue Interferenzfarben gekennzeichnet ist.

Die Menge des Titanits ist in den beiden Schliffen ebenfalls unterschiedlich: in Schl. 1416 sind nur selten sehr kleine, idiomorphe, in Schl. 1446 dagegen ziemlich häufig 0,05 bis 2 mm große Körner zu beobachten; hier kann er auch kleine Quarzkörner umwachsen.

Apatit ist in beiden Schliffen vertreten, und zwar, im Vergleich zu den meisten anderen Gesteinen, in recht erheblicher Menge. Die idiomorphen bis kantengerundeten, bis 0,1 mm großen Säulchen sind nicht selten // S geregelt.

Epidot ist nur in Schliff 1416 zu finden und hat etwa die Korngröße des Plagioklases. Die hypidiomorphen bis xenomorphen, kurzprismatischen Körner finden sich überwiegend als guthiger, mäßig // S geregelter Bestandteil, nur selten auch als Einschluß in Hornblende und Plagioklas. Die zumeist niedrige Interferenzfarbe (anomal blau) deutet auf Klinozoisit hin.

In Schliff 1446 treten außerdem noch folgende Mineralien auf:

Quarz nur als Nebengemengteile. In Korngröße und -form entspricht er dem Plagioklas, die Auslösung ist nicht undulös.

Einzelne, bis zu 2 mm große, xenomorph-rundliche Granat-Porphyroblasten, die poikiloblastisch Titanit, opake Körner, vor allem aber Quarz umwachsen, der ein um etwa 60° gegen die Schieferung gedrehtes Intern-S markiert. Die Farbe des Granats ist blaß rosa. Kataklastische Sprünge sind häufig.

Die überwiegend rundlichen opaken Körner haben Größen zwischen 0,1 und 0,3 mm, umwachsen z.T. poikiloblastisch Quarz und Epidot und können wegen der bräunlichen Reflexionsfarbe als Magnetkies angesprochen werden. Die Körner sind selten in Brauneisen umgewandelt, das sich zuweilen auch auf Korngrenzen als dünner Belag findet.

Das Gefüge ist in beiden Schliffen heteroblastisch: große

Hornblende-, Biotit- (und Granat-) Kristalle liegen in einer feinkörnigen "Grundmasse" von Plagioklas (und Quarz). In beiden Schliffen lassen sich je zwei Teilgefüge-Bereiche unterscheiden: Plagioklas (und Quarz) bilden ein unverzahntes, granoblastisches, Hornblende (und Biotit) ein gemischt nemato-blastisch-lepidoblastisches Teilgefüge. Bei Vorwalten eines der beiden zuletzt genannten Mineralien finden sich auch reine nematoblastische bzw. lepidoblastische Teilgefügebereiche. Die Gefügeregelung ist in beiden Schliffen ausgezeichnet: Biotit und Hornblende sind überwiegend auch kristallographisch eingeregelt, sodaß sie über den gesamten Schliff hin jeweils ungefähr gleichzeitig auslöschen. Um die Granat-Porphyroblasten "fließt" die Schieferung herum.

Lagenwechsel ist nur in einem Teilbereich des Schliffes 1446 zu beobachten, in dem sich Biotit-Plagioklas-Quarz-, Hornblende-Titanit- und Plagioklas-Quarz-Lagen im mm-Bereich abwechseln. Dieser Lagenwechsel ist wohl sedimentären Ursprungs. Dabei verlaufen, wie üblich, Materialwechsel und Schieferung parallel zueinander.

Zur Kristallisationsfolge: Granat ist, wie sein gedrehtes Intern-S zeigt, präkinematisch gewachsen. Damit sind die Minerale Titanit, Quarz und Magnetkies, da sie als Einschluß im Granat vorkommen, die ältesten, vielleicht primären Gemengteile. Eine spätere Quarz-Generation ist, zusammen mit Plagioklas, jedoch viel später, und zwar nach der Deformation gebildet worden, wie ihr unverzahnter Kornverband und die fehlende undulöse Auslöschung des Quarzes zeigen. Hauptsächlich postkinematisch sind auch Biotit und Hornblende gewachsen, bei denen sich ganz selten nur Anzeichen einer Deformation entdecken lassen. Epidot läßt sich nicht einstufen.

Diaphthoretisch fand dann die Chloritisierung des Biotits und, untergeordnet, auch die Umwandlung von Plagioklas und Hornblende in Epidot statt.

Der Pauschalchemismus sowie der hohe Ti-Gehalt läßt für beide Gesteine in der Ausgangsgesteine den Schluß zu, daß es sich im Wesentlichen um endogenes Material handelt. Der Lagen- und Materialwechsel bei  $T_{21}$  deuten dabei auf einen ehemaligen Tuff oder Tuffit hin. Das Handstück  $T_{19}$  stammt aus demselben stratigraphischen Horizont; auch hier ist also ein Tuff oder Tuffit als Ausgangsgestein wahrscheinlich.

#### b. Die Biotit führenden Amphibolite

(Handstück  $T_{20}$ ; R 30100/H 35050)

Dieses massive, fein- bis mittelkörnige, hellgrüne Gestein ist völlig ungeregelt. Makroskopisch können die Minerale Hornblende und Feldspat erkannt werden.

#### Mikroskopische Beschreibung (Dünnschliff 1445)

Hauptmineral ist Hornblende, die in 0,2 bis 1,5 mm langen und 0,05 bis 0,5 mm dicken, hypidiomorphen Kristallen vorliegt, die zwischen kurz- und langprismatischem Habitus alle Übergänge zeigen. Die Färbung ist mäßig mit X = hellgrün, Y = hell

olivgrün,  $Z =$  bläulich grün. Die Auslöschungsschiefe beträgt  $22^\circ$ ,  $2V$  liegt meist unter, seltener auch über  $90^\circ$ . Zwillinge nach  $(100)$  sind recht verbreitet. Nur selten finden sich Einschlüsse von Rutil-Titanit-Körnern (s.u.) und kleinen Biotit-Schuppen. Zuweilen ist die Hornblende leicht deformiert, aber nachträglich wieder verheilt.

Plagioklas ist etwas weniger häufig als Hornblende. Die 0,1 bis 0,2 (selten bis 0,5) mm großen, xenomorph-rundlichen Körner bilden ein unverzahntes, granoblastisches Gefüge. Zwillingsslamellen sind äußerst selten zu beobachten, sodaß nur drei An-Gehalt-Bestimmungen möglich waren: 29, 31 und an einem Korn der Kern mit 24, der Rand mit 33% An. Bei diesen fast immer zonar gebauten Plagioklasen dürfte also überwiegend Andesin vorliegen. Größere Körner sind häufig mehr oder weniger stark mit diaphthoretischem Klinozoisit angefüllt, dessen zu meist idiomorphen, langprismatischen Körner vorwiegend orientiert eingewachsen sind.

Biotit tritt gegen Hornblende und Plagioklas weit zurück. Die rötlich braun gefärbten Scheiter sind um 0,2 mm lang und nicht geregelt. Der Biotit wächst z.T. quer durch Hornblende hindurch. Als Einschluß selten Titanit; pleochroitische Höfe sind um feinste Einschlüsse herum zu beobachten, die sich nicht näher identifizieren lassen. Stellenweise ist der Biotit in Chlorit umgewandelt, der schwach grünlich gefärbt ist, aber keine anomalen Interferenzfarben aufweist.

Nicht selten finden sich zwischen 0,05 und 0,1 mm große Aggregate, die im Kern aus kräftig gelbbraun gefärbtem Rutil, bestehen, der von farblosem Titanit ummantelt wird. Zuweilen liegen auch reine Titanit-Aggregate vor; dort ist die Umwandlung aus Rutil schon abgeschlossen.

Opake Körner sind zumeist schon ganz, selten auch erst unvollständig in Brauneisen umgewandelt. Das opake Material kann im Dünnschliff nicht angesprochen werden.

Das mikroskopische Gefüge ist heteroblastisch: größere Hornblende-Körner liegen in feinkörniger, granoblastischer Plagioklas- "Grundmasse". Das Gesamtgefüge ist hypidiomorph-körnig und läßt keine Regelung erkennen.

Kristallisationsfolge: Hornblende ist offenbar noch schwach deformiert worden. Biotit und Plagioklas sind postkinematisch gewachsen: nichtbeanspruchter Biotit durchwächst die Hornblende, Plagioklas ist unverzahnt. Diaphthoretisch ist der Epidot im Plagioklas entstanden.

Als Ausgangsgestein kommt auf Grund des Pauschalchemismus und wegen des fehlenden Lagenwechsels ein effusives oder intrusives magmatisches Gestein in Betracht. Da diese Amphibolite intim mit den zuvor beschriebenen, als Tuffe bzw. Tuffite gedeuteten Schiefern wechsellagern, erscheint ein Effusiv-Gestein als die wahrscheinlichere Möglichkeit.

### c. Der Granat-Hornblende-Porphyroblasten-Gneis

(Handstück T<sub>23</sub>; R 30550/H 33760)

Dieses Gestein ist als nur etwa 3 m mächtige, 400 m aushaltende Einschaltung den übrigen Gesteinen des oberen Teils der Sjönstaa-Serie eingelagert. Makroskopisch sind Granat und Hornblende zu erkennen, die sich in einer feinstkörnigen, hellen Grundmasse finden. Dabei ist das Gestein fast ungeregelt, die Hornblenden deuten eine sehr schwache, etwa 20° gegen das durch die Materialunterschiede im Liegenden und Hangenden gekennzeichnete sedimentäre S geneigte Schieferung an.

#### Mikroskopische Beschreibung (Dünnschliff 1407)

Der Anteil der einzelnen Mineralien ist wegen der enormen Größenunterschiede und wegen der Siebstruktur von Hornblende und Granat schlecht abzuschätzen. Hier kann nur eine Auszählung Klarheit verschaffen.

Die Hornblende ist sehr kräftig gefärbt: X = helloliv, Y = olivgrün, Z = blaugrün. Die zumeist zwischen 1 und 5 mm großen, langprismatischen Körner sind von hypidiomorpher bis idiomorpher Gestalt. Die Auslöschungsschiefe liegt bei 23°, 2V nahe 90°, meist darunter. Die Hornblende umwächst poikiloblastisch vor allem Quarz, seltener auch opake Körner, Plagioklas, Apatit und Zirkon, um den herum sich pleochroitische Höfe finden. Es kommt aber nicht zur Ausbildung eines Intern-S. Zuweilen ist beginnende Umwandlung in Prochlorit zu beobachten.

*sicher Prochlorit?*  
Die Granat-Körner weisen Größen zwischen 2 und 3 mm auf und sind zumeist wundervoll idiomorph mit den Flächen des Pentagon-dodekaeders. Die Färbung ist blaßrosa. Auch der Granat ist ausgeprägt poikilitisch und umwächst dieselben Mineralien wie die Hornblende. Randlich und auf seltenen kataklastischen Sprüngen findet sich zuweilen ein dünner Brauneisen-Überzug.

Quarz ist das Hauptmineral der "Grundmasse". Die xenomorphopen Körner sind überwiegend außerordentlich klein (0,05 mm und darunter) und löschen nicht undulös aus, nur in der Umgebung der Granat- und Hornblende-Porphyroblasten sind gröbere Körner (0,2 bis 0,3 mm) zu beobachten, die schwach undulöse Auslösung zeigen.

Biotit ist in bis zu 0,5 mm langen Scheitern zu finden, die sich besonders an die Granat- und Hornblende-Körner anschmiegen. Einzelne Bereiche der Grundmasse sind in sich durch geregelte, aber kleinere, ca. 0,2 mm lange Biotit-Schuppen gekennzeichnet, wobei die Orientierung in verschiedenen Bereichen aber unterschiedlich ist. Biotit wird von Hornblende manchmal verdrängt. Zuweilen ist Umwandlung in einen Chlorit zu beobachten, der durch deutlich grasgrüne Färbung, kräftigen Pleochroismus und anomale rotviolette Interferenzfarben als Prochlorit gekennzeichnet ist. Um zuweilen eingeschlossene Zirkon-Körner herum finden sich pleochroitische Höfe. (2)

Plagioklas ist in diesem Gestein ziemlich selten und entspricht in Kornform und -größe dem Quarz. Zwillingslamellen nach dem Albit-Gesetz und Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetz sind zuweilen zu beobachten. Aus Messungen der Auslöschungsschiefe in der symmetrischen Zone ergaben sich die Werte: 25, 28, 28 und 32% An.

Apatit ist in der feinkörnigen Grundmasse in ca. 0,1 mm großen, zumeist idiomorph-kantengerundeten Körnern zu finden.

Opake Körner sind gleichmäßig im Schliff verteilt und daher auch als Einschluß in den großen Prophyroblasten zu finden. Es handelt sich um etwa 0,1 mm große, idiomorphe Körner, deren nadelige Kornform auf Ilmenit hinweist.

Das mikroskopische Gefüge ist sehr ausgeprägt heteroblastisch: in feinkörniger Quarz-Plagioklas-Apatit-Erz-"Grundmasse" liegen große, siebartige Hornblende- und Granat-Porphyroblasten. Eine Regelung des Gefüges ist nicht zu beobachten.

Zur Kristallisationsfolge: Alle Mineralien sind, mit Ausnahme von Quarz, der gelegentlich undulöse Auslöschung zeigt, postkinematisch gewachsen. Die Sprossung der Hornblende und des Granats hat dabei das Wachstum der übrigen Gemengteile noch überdauert, da sich diese als Einschlüsse in ihnen finden. Die Chloritisierung der Hornblende und des Biotits fand später, diaphthoretisch statt.

Über das Ausgangsgestein können, vor allem wegen des von den anderen Gesteinen des Kartierungsgebietes zumeist abweichenden Gefüges, noch keine Angaben gemacht werden.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß die unter Punkt 3.21 beschriebene, im Wesentlichen pelitische Gesteinsfolge des oberen Teils der Sjönstaa-Serie im Gebiet östlich des Vatn-Fjell und südlich der Netzlinie 74 40 000 in ihrem mittleren stratigraphischen Teil von einer wahrscheinlich zum großen Teil aus Tuffen, Tuffiten und Effusiva zusammengesetzten Gesteinsserie vertreten wird, in die sich auch ehemalige Mergeltonen und ~~unregelmäßige~~ tonige Mergel einschalten. Kennzeichnend ist der mitunter sehr rasche Wechsel der Fazies, der auf Bodenunruhen und verstärktes morphologisches Relief im ehemaligen Sedimentationsraum hindeutet.

#### 4. Furulund-Serie

Die Grenze zwischen Furulund- und liegender Sjönstaa-Serie ist meist scharf. Sie ist dadurch gekennzeichnet, daß mit dem Beginn der Furulund-Serie die überwiegend hellen Gesteine der Sjönstaa-Serie von den dunkleren, zumeist auch weicheren, häufig Karbonat

führenden der Furulund-Serie abgelöst werden.

Nur zuweilen findet sich ein 30 bis 40 m mächtiger Übergangsbereich, in dem die Gesteine beider Serien miteinander wechselseitig lagern. Die Gesamtmächtigkeit schwankt zwischen 825 und 1100 m.

#### 4.1 Unterer Teil der Furulund-Serie

Im Westen (Ingeborg-Vann) Wechsellagerung von zumeist harten, plattigen, fein- bis mittelkörnigen Granat führenden Epidot-Biotit-Quarz-Andesin-Schiefern mit weicheren, meist feinkörnigen "Kalkglimmer-Schiefern," die häufig ebenfalls Granat führen.

"Die Kalkglimmerschiefer sind an ihrer schwach rotbraunen Verwitterungsfarbe leicht zu erkennen.

Im Osten (Akselskar und südlich) überwiegen die "Kalkglimmerschiefer."

Typisch für den unteren Teil der Furulund-Serie ist das Auftreten von Amphiboliten und Amphibol-Schiefern, die immer konkordant in wechselnder Mächtigkeit (bis 100 m, im Mittel 2 bis 20 m) den oben erwähnten Gesteinen eingelagert sind. Einige der Amphibolite halten innerhalb desselben stratigraphischen Horizonts bis 5 km aus, andere sind dagegen absätzig entwickelt.

Zuweilen finden sich im unteren Teil der Furulund-Serie noch geringmächtige Lagen von Granat-Hornblende-Quarz-Schiefern, die vor allem durch ihre großen Granat-Porphyroblasten auffallen.

Über Vererzung und Nebengesteine vgl. Pkt. 4.3

Die Mächtigkeit des unteren Teils der Furulundserie beträgt im Westen des Gebietes (Ingeborg-Vann) knapp 900 m, im Osten ca. 625 m. Eine tektonische Erklärung dieser Mächtigkeitsunterschiede ist nicht möglich, da in dem mächtigeren Teil keine Spezialfaltung zu beobachten war. Es dürfte sich demnach um primäre Unterschiede handeln. *aber Feinfältigung S. 23. oben!*

#### Gesteinsbeschreibungen

a. Der Granat führende Epidot-Biotit-Quarz-Andesin-Schiefer (Handstück T<sub>5</sub>; R 25450/H 41800)

Plagioklas ist häufigstes Mineral. Die 0,1 bis 0,3 mm großen

Dieses Gestein baut im Westen des Kartierungsgebietes, wie schon erwähnt, zusammen mit den "Kalkglimmerschiefern" überwiegend den unteren Teil der Furulund-Serie auf.

Die makroskopisch sichtbaren Mineralien Biotit, Quarz, Feldspat und Granat lagern sich zu einem feinschiefrigen Gefüge zusammen, das nicht selten Feinfältelung zeigt.

#### Mikroskopische Beschreibung (Dünnschliff 1412)

Plagioklas ist häufigstes Mineral. Die 0,1 bis 1,3 mm großen Körner bilden zusammen mit Quarz ein schwach verzahntes, granoblastisches Gefüge. Die Kornform ist enomorph, die Körner erscheinen teils rundlich, teils gestreckt; es ist jedoch anzunehmen, daß der Plagioklas auch in den im Dünnschliff nicht sichtbaren Richtungen gestreckt ist. Aus Messen der Auslöschungsschiefe in der symmetrischen Zone ergaben sich die Werte: 32, 32, 33, 34, 35, 35, 36, 37, 37, 42, 46, 57 % An; es liegt also überwiegend Andesin vor. Der Andesin weist immer einen deutlichen Zonarbau auf, wobei der Kern Ab-, der Rand An-reicher ist (Kern ca. 28-30, Rand ca. 44-50 % An) (Bild?). Meist ist der Andesin wahrscheinlich unter daphoretischen Bedingungen, unregelmäßig entkalkt, was zu eigenartigen, teils lamellen-, teils rosettenförmigen Entkalkungszonen führt. Der dabei entstandene Kalkspat ist nicht mehr durch eine Defomation beansprucht: ihm fehlen die sonst in kristallinen Gesteinen üblichen und typischen Gleitzwillingslamellen.

Der Plagioklas ist zuweilen leicht serizitisiert und umwächst Quarz und Graphit, der dabei häufig ein nicht gedrehtes, lagiges Intern-S markiert.

Quarz entspricht in Korngröße und -form dem Plagioklas, ist jedoch nicht gestreckt. Undulöse Auslöschung ist nur selten und schwach zu beobachten, dagegen ist der Quarz zuweilen leicht kataklastisch.

Biotit ist ein häufiger Gemengteil; seine Menge reicht jedoch nicht aus, ein lepidoblastisches Teilgefüge zu bilden. Die zumeist paralleles S geregelten, gelb- bis olivbraun gefärbten Scheiter zeigen nicht selten beginnende Umwandlung in Chlorit (wahrsch. Pennin). Kräftige pleochroitische Höfe finden sich um Einschlüsse von Zirkon und Epidot.

Die bis zu 4 mm großen Granat-Körner weisen alle Übergänge zwischen idiomorpher und xenomorpher Kornform auf. Bei einigen ist an den lagig angeordneten Quarz-Einschlüssen ein um 30° bis 40° gegen die Schieferung gedrehtes Intern-S zu erkennen. Randlich wird er nicht selten von Chlorit verdrängt.

Epidot findet sich in bis zu 0,2 mm großen, hypidiomorphen oder xenomorphen Körnern. Fehlende Färbung und die anomal blauen oder braunen Interferenzfarben weisen auf Klinozoisit hin. Es ist aber überraschend, daß dieser Epidot fast immer pleochroitische Höfe im Biotit erzeugt, ohne die für Orthit typischen Eigenschaften (Braunfärbung, Isotropisierung) zu zeigen.

Graphit ist in sehr feinkörnigen Aggregaten parallel S angereichert und markiert damit ein prämetamorphes, sedimentäres S,

das zur Schieferung parallel verläuft und sich ohne Rücksicht auf Korngrenzen durch Biotit und Plagioklas hindurchzieht.

Rutil kommt in einzelnen, um 0,1 mm großen Körnern vor. Der Opak-Anteil ist gering. Die Körner haben im Durchschnitt eine vom Pyrit abweichende, bräunliche Reflexionsfarbe, sind nicht selten randlich in Limonit umgewandelt und können daher als Magnetkies angesprochen werden.

Das Gefüge ist im Dünnschliff granoblastisch. In das granoblastische, feinkörnige Grundgewebe aus Plagioklas und Quarz sind Biotit, der das S markiert, und Granat-Porphyroblasten eingeschlossene eingelagert, letztere teilweise um Winkel zwischen 30° und 40° gedreht. In den Graphit-Lagen ist ein prämetamorphes, sedimentäres S erhalten geblieben. Stellenweise ist Fältelung zu beobachten, wobei die Biotite nicht zerknittert sind, sondern unversehrt dem Faltenlauf folgen. Die Achsenebenen der Kleinfalten sind um etwa 45° gegen die Schieferung geneigt.

Zur Kristallisationsfolge: Graphit ist sicher prämetamorpher Bestand. Granat ist, da sein Intern-S gedreht ist prä- bis synkinematisch, Plagioklas, daher parallel S gestreckt, sein Intern-S aber nicht gedreht ist, syn- bis postkinematisch, Biotit wegen fehlender Knitterung postkinematisch gewachsen. Die Bildung von Chlorit, Kalkspat und Serizit gehört einer späteren, diaphthoretischen Phase an.

Als Ausgangsstein kommt wegen des Graphit-Gehalts und des beträchtlichen Ca-Gehaltes ein mergeliger Pelit bei  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Sättigung und  $\text{SiO}_2$ -Überschuß in Frage, der organogene Beimengungen enthält.

#### b. Die Kalkglimmerschiefer

(Handstück T<sub>17</sub>; R 30400/H 39450)

Der Name "Kalkglimmerschiefer" hat sich für diese bräunlich grau gefärbten, weichen Gesteine eingebürgert, da in ihnen immer ein beträchtlicher Anteil von Karbonat schon im Gelände nachgewiesen werden kann.

Neben Karbonat fallen makroskopisch die Mineralien Biotit und Hornblende ins Auge, wobei besonders der Anteil der Hornblende von Bank zu Bank Schwankungen unterworfen ist; zuweilen kann Hornblende völlig fehlen. Ebenso verhält es sich mit dem Granat, der in diesem Handstück nicht vorkommt.

Konkordante, metamorph mobilisierte Quarz-Lagen und Linsen mit Mächtigkeiten zwischen 0,5 und 10 cm sind in diesen Gesteinen nicht selten.

Die Kalkglimmerschiefer sind feinkörnig und feinschiefrig. Um die Quarzlinsen herum ist die Hornblende angereichert. Feinfältelung läßt sich häufig beobachten.

#### Mikroskopische Beschreibung (Dünnschliff 1415)

Quarz ist Hauptgemengteil und bildet zusammen mit Plagioklas und Karbonat ein schwach bis nicht verzahntes, granoblastisches Gefüge. Die 0,1 bis 0,2 mm großen, zumeist xenomorph-rundlichen, nur selten schwach parallel-S gestreckten Körner löschen nicht undulös aus und umwachsen Graphit.

Hornblende ist nicht ganz so häufig wie Quarz. Die Färbung ist nur schwach: X = fast farblos bis blaßgrünlich, Y = blaß oliv, Z = hellgrün. Die Auslöschungsschiefe beträgt  $23^{\circ}$ ,  $2V_x$  ist bald kleiner, bald größer als  $90^{\circ}$  (konoskopische Beobachtung). Die hypidiomorphen, kurzprismatischen Kristalle erreichen Größen zwischen 0,5 und 4 mm und sind nur mäßig parell-S geregelt. Die Hornblende ist ausgeprägt poikilitisch und umwächst massenhaft Einschlüsse vor allem von Quarz, aber auch von Epidot, Karbonat und Graphit. Dabei ist fast immer ein nicht gedrehtes Intern-S ausgebildet. Pleokroitische Höfe finden sich um sehr kleine Körner, bei denen es sich vielleicht um Orthit handelt. Stellenweise wird die Hornblende von Karbonat verdrängt.

Etwas seltener als Hornblende ist Biotit. Die zwischen 0,1 und 1 mm langen Scheiter sind kräftig gelb-braun gefärbt, und gut parallel-S geregelt und zeichnen die Schieferung und Fältelung des Gesteins nach. An den Umbiegungstellen der Kleinfalten ist er nicht geknittert. Als Einschlüsse finden sich Graphit, Apatit, selten Titanit und Zirkon, um den herum sich, wie auch zuweilen um Epidot herum, pleokroitische Höfe finden. Manchmal ist der Biotit in einen fast farblosen Chlorit umgewandelt, der schmutzig-graue Interferenzfarben zeigt.

Karbonat liegt in 0,2 bis 0,5 mm großen, xenomorphen Körnern vor, die stellenweise Hornblende verdrängen. Da die Karbonatkörper überwiegend von weitscharigen Gleitzwillingslamellen durchzogen werden, besteht die Möglichkeit daß sie zum prämetamorphen Mineralbestand dieses Gesteins gehören. Zu einem Teil ist das Karbonat aber sicher diaphoretischen Ursprungs.

Plagioklas tritt gegen Quarz deutlich zurück und ist etwa so häufig wie Karbonat. Aus Messungen der Auslöschungsschiefe in der symmetrischen Zone ergaben sich folgende Werte: 33,5, 35, 36, 36, 38,5, 40, 42, 43,5, 50 % An; es liegt also Andesin vor. Zuweilen findet sich undeutlicher Zonarbau, der an einem Korn eingemessen wurde: Kern: 37, Rand: 55 % An. Die Plagioklase sind nicht selten randlich entkalkt.

Pseudozoosit ist randlich einer im Schliff erfaßten Quarz-Mobilisation angereichert, fehlt aber im übrigen Gestein. Die langprismatischen, hypidiomorphen Kristalle werden zwischen 0,5 und 4 mm lang, zwischen 0,2 und 1 mm  $\backslash$  dick. Sie sind gut parallel S eingeregelt. Der Achsenwinkel liegt nahe  $0^{\circ}$  (nahezu einachsiges, konoskopisches Bild), die Auslöschung ist

gerade oder nur  $5^{\circ}$  schief. Der Pseudozoosit führt nur selten Einschlüsse von Quarz und Biotit und wird zuweilen von Karbonat verdrängt.

Epidot ist Nebengemengteil und kommt in um 0,1 mm großen xenomorphen bis hypidiomorphen Körnern von kurzprismatischem Habitus vor. Er ruft zum Teil in Biotit pleochroitische Höfe her vor, zeigt aber nicht die optischen Eigenschaften von Orthit, sondern von Klinozoosit.

Graphit findet sich in kleinsten Körnern, die in S-parallelalen Lagen angereichert sind und als Einschluß in allen übrigen Mineralien.

Rutil und Apatit sind sehr selten und zeigen hypidiomorphe bis idiomorphe Gestalt.

Das mikroskopische Gefüge ist heteroblastisch: in einer feinkörnigen Quarz-Plagioklas-Karbonat-"Grundmasse" liegen große Hornblende - und Pseudozoosit - Porphyroblasten. Die Schieferung wird durch die gute Regelung von Biotit und Pseudozoosit sowie von der mäßigen Regelung der Hornblende bewirkt. Das Gefüge ist überwiegend granoblastisch, in einer Lage ist Biotit stärker angereichert und bildet einen lepidoblastischen Teilgefügebereich.

Die Feinfältelung liegt im mm-Bereich und ist isoklinal mit um  $45^{\circ}$  gegen die Schieferung geneigten Achsenebenen. Hornblende zeigt ein ausgeprägtes interes S, das durch lagig angeordnete Quarzeinschlüsse markiert wird. Es ist nicht gedreht, bildet aber im Bereich der Feinfältelung getreulich den Faltenverlauf ab (Bild?).

Ein metamorph entstandener Lagenwechsel wird durch mitverfaltete, konkordante Quarzausschwitzungen gebildet, wobei sich randlich Anreicherung von Biotit und Pseudozoosit findet. Ein prämetaporph, wahrscheinlich sedimentärer Lagenwechsel ist in den Graphitlagen sowie in ca. 2 mm dicken Lagen erhalten, in denen Quarz, Biotit und Epidot vorherrschen, Hornblende jedoch völlig fehlt.

Kristallisierungsfolge: Graphit, (vielleicht auch und Karbonat) sind prämetamorphe Bestandteile dieses Gesteins. Die mitverfalteten Quarzmobilisationen sind prä- bis synkinematisch entstanden, wie die undulese Auslösung dieses Quarzes beweisen. Biotit, Quarz, Plagioklas, Pseudozoosit und Hornblende sind, da allen diesen Mineralien Deformationsanzeichen fehlen, postkinematisch gewachsen, wobei das Wachstum der Hornblende das der übrigen Mineralien noch überdauert hat. Diaphthoretisch entstanden ist der Chlorit, (aus Biotit) und zumindest ein Teil des Karbonats (aus Plagioklas und Hornblende).

Der Pauschalchemismus und der Graphit weisen auf einen Tonmergel mit organogener Substanz als Ausgangsgestein hin.

\* S. 25: Quarz ist Hauptgemengteil !!

### c. Die Amphibolite und Amphibolschiefer

(Handstücke T<sub>2</sub>/T<sub>3</sub> - R 25075/H 41025 und T<sub>15</sub>/T<sub>16</sub> - R 24100/H 41550) Amphibolite und Amphibolschiefer bilden im unteren Teil der Furulund-Serie - stärker als in anderen stratigraphischen Einheiten - einen auffallenden und typischen Bestandteil. Obgleich man nach Mineralbestand und Gefüge verschiedene Varietäten unterscheiden kann, sollen doch alle diese Gesteine zusammengefaßt behandelt werden, da sie sich in ihrer Genese sehr ähnlich sind.

Bereits makroskopisch ansprechbar sind immer die Mineralien Hornblende (dunkler Gefügeanteil) und Plagioklas (heller Gefügeanteil). In dem Amphibolitzug, der sich westlich des Ingeborg-Vann vom Punkt 716 m (R 25700/H 42900) zur Südspitze des Bottn-Vann hinzieht, ist makroskopisch noch Granat und stellenweise (z.B. bei R 24100/H 41450) auch Magnetkies zu beobachten.

Die Amphibolite sind, vor allem bei größerer Mächtigkeit, nur schwach oder gar nicht verschiefert und haben richtungslös-körniges Gefüge. Die Amphibolschiefer dagegen zeichnen sich durch zumeist gute Regelung insbesondere der Hornblenden aus und weisen z.T. zusätzlich zur Schieferung noch Lagenwechsel auf.

#### Mikroskopische Beschreibung (Dünnschliffe 1409, 1410, 1413, 1414)

Hornblende ist in allen Amphiboliten und Amphibolschiefern häufigstes Mineral. Die deutlich gefärbten Individuen (X = hellgrün, Y = gelb- bis olivgrün, Z = bläulich grün bis blaugrün) sind von hypidiomorpher Gestalt. Die Korngröße schwankt von Schliff zu Schliff zwischen 0,5 und 6 mm, variiert aber innerhalb eines Schliffes nicht sehr stark. Die Hornblenden sind von kurzprismatischem Habitus. Die Auslöschungsschleifen liegen einheitlich zwischen 25° und 27°, 2V ist im konskopischen Bild zumeist wenig, aber deutlich kleiner als 90° und nur in wenigen Fällen (besonders bei Schliff 1409) etwas größer als 90°. Die Hornblende umwächst in verschieden starkem Maße Plagioklas und, soweit in den jeweiligen Schliffen vertreten, Titanit, Quarz, Rutil, Erz und Zirkon, um den herum sich pleochroitische Höfe finden, in denen Farbe und Doppelbrechung der Hornblende deutlich verstärkt sind. Zwillinge nach (100) sind nur selten zu beobachten. In Dünnschliff 1413 ist die Hornblende lagenweise angereichert, sonst ist sie gleichmäßig im Gestein verteilt. Selten ist schwache postkristalline Deformation zu beobachten, die sich in leichter Zerbrechung einzelner Individuen äußert.

Plagioklas tritt in immer um 0,1 mm großen Körnern auf und lagert sich mit dem viel selteneren Quarz, der ihm in Kornform und -größe gleich ist, zu einem schwach verzahnten, meist unverzahnten, granoblastischen Gefüge zusammen. Kornform: xeno-

morph-rundlich. Aus Beobachtungen der Lichtbrechung gegen Quarz und des optischen Charakters war zu schließen, daß vorwiegend Plagioklase mit An-Gehalten zwischen 20 und 50% vorliegen. Im Einzelnen ergaben sich bei Messungen der Auslöschungsschiefe in der symmetrischen Zone und senrecht zu den Mittellinien folgende Werte: 20, 21, 21, 21, 21, 21, 21, 22, 22, 23, 23, 23, 23, 23, 24, 24, 24, 24, 25, 25, 25, 25, 25, 26, 26, 26, 26, 27, 27, 32, 34, 35, 35, 36, 40, 40, 41, 43 und 44 % An. Zwillinge nach dem Albit- und nach dem Periklin-Gesetz sind nur selten zu beobachten, Karlsbader Zwillinge fehlen föllig. Dagegen ist für den Plagioklas typisch, daß er fast immer verschwommen zonar gebaut ist, wobei jedoch noch nicht entschieden werden konnte, ob die höheren An-Gehalte im Kern oder am Rand liegen.

Biotit war nur in den Schliffen 1409 und 1413 zu finden. Er ist, im Vergleich zur Hornblende, recht selten. Die um 0,2 mm langen, meist parallel S geregelten Scheiter werden von Quarz und Plagioklas verdrängt und sind außerdem häufig in Chlorit umgewandelt, der durch die anomal entenblauen oder schmutzigbraunen Interferenzfarben und seine schwache Färbung als Pennin gekennzeichnet ist. Zuweilen finden sich im Biotit und Chlorit kräftige pleochroitische Höfe um Zirkon.

Apatit ist in bis zu 0,3 mm großen, meist zerbrochenen, idiomorphen bis kantengerundeten Säulen zu finden.

Titan ist in diesen Gesteinen immer vorhanden: entweder im Rutil, der in eizellen, hypidiomorphen, deutlich gelbbraun gefärbten Individuen vorliegt, oder im häufigeren Titanit, der zumeist in bis zu 3 mm großen Aggregaten vorliegt, die sich aus unter 0,1 mm großen, hypidiomorphen Titanit-Kristallen zusammensetzen. Im Kern solcher Aggregate kann sich ein Rutil-Korn finden, oder auch ein opakes Mineral, das im Dünnschliff keine Reflexionsfarbe zeigt und bei dem es sich daher, und wegen der zuweilen nadeligen Kornform, um Ilmenit handeln kann.

Andere opake Körner sind in den Schliffen 1409 und 1410 selten, in den Schliffen 1413 und 1414 dagegen recht häufig und in Schl. 1413 auf die Hornblendereichen Lagen konzentriert. Die 0,1 bis 0,2 mm großen Körner sind immer xenomorph mit rundlichen Umrissen und haben im Dünnschliff eine bräunliche Reflexionsfarbe, die auf Magnetkies hinweist.

Granat tritt nur im Schliff 1414 auf. Die 1 bis 2 mm großen, xenomorphen Körner sind stark kataklastisch und führen Einschlüsse von Plagioklas, sind jedoch nicht poikilitisch. Nicht selten ist der Granat randlich in Pennin umgewandelt. Die außen um den Granat liegenden Plagioklase sind, im Gegensatz zu den übrigen, immer kräftig serizitisiert.

Dem mikroskopischen Gefüge aller Amphibolite und Amphibolschiefer ist gemeinsam, daß sich ein granoblastisches Teilgefüge (Plagioklas, untergeordnet auch Quarz) und ein nematoblastisches Teilgefüge (Hornblende) unterscheiden lassen. Meist ist das Gefüge heteroblastisch, wobei größere Hornblende- (und Granat-) Porphyroblasten in einer feinkörnigen (Quarz-) Plagioklas- "Grundmasse" liegen. Der Grad der Heteroblastie ist aber von Schliff zu Schliff verschieden. Noch unterschiedlicher ist die Regelung des Gefüges: bei den Amphiboliten im

Wesentlichen ungeregelt, bei den Amphibolschiefern mäßig bis gut geregelt.

Zur Kristallisationsfolge: Biotit, Plagioklas (und Quarz) sind postkinematisch gewachsen, da sie keine Knitterung (Biotit) bzw. ein nicht mehr beanspruchtes Pflastergefüge (Plagioklas und Quarz) zeigen. Gleichalt bis etwas jünger sind Hornblende und Magnetkies, da sie Plagioklas und Quarz umwachsen, ebenso Granat, von dem aber wegen des fehlenden Intern-S kein Wachstums-Anfang belegt ist. Wesentlich jünger: Diaphthoretischer Chl<sub>2</sub>o<sub>3</sub>it.

Als Ausgangsgesteine sind Gesteine anzunehmen, die im Wesentlichen endogenes Material enthalten haben (Pauschalchemismus, Ti-Gehalt). Dabei deutet fehlender Lagenwechsel bei T<sub>2</sub> und T<sub>3</sub> auf ein Effusiv oder Intrusiv hin, wobei die große Erstreckung dieser Gesteine innerhalb eines stratigraphischen Horizonts eher auf ein Effusivgestein schließen lässt (im Gegensatz zu DYDAHL (1954), der diese Gesteine als Intrusiva auffaßt). Eine endgültige Entscheidung ist wohl nicht möglich, da Reliktgefüge nicht erhalten sind.

Dagegen ist T<sub>15</sub>, das einen deutlichen Lagen- und Materialwechsel zeigt, der durch metamorphe Prozesse nicht erklärt werden kann, wohl als Tuff oder Tuffit anzusehen. T<sub>3</sub> schließlich ist nichts anderes als die verschieferte Randfazies des massigen Amphibolits T<sub>2</sub>, wobei nur die Verteilung der Gemengteile etwas divergiert: hier überwiegt Plagioklas über Hornblende.

#### d. Die Granat-Hornblende-Quarz-Schiefer

(Handstück T<sub>4</sub>; R 24960/H 40720)

Dieses Gestein ist nur in geringem Maße am Aufbau des unteren Teils der Furulund-Serie beteiligt und findet sich zuweilen in bis zu 5 m mächtigen, nur einige 100 m weit durchhaltenden Lagen in den übrigen, ehemalig pelitisch-mergeligen Gesteinen des unteren Teils der Furulund-Serie.

Makroskopisch sind die Mineralien Granat, Hornblende und Biotit zu erkennen, wobei der Granat große Porphyroblasten bildet, die in mittelkörniger, feinschiefriger Grundmasse liegen. Zuweilen ist an konkordanten, dünnen Quarz-Ausschwitzungen ein metamorph entstandener Lagenwechsel zu erkennen.

#### Mikroskopische Beschreibung (Dünnschliff 1411)

Quarz ist das häufigste Mineral in diesem Gestein. Er findet sich in 0,05 bis 1 mm großen, meist leicht undulös auslöschen Körnern, die sich mit Plagioklas zu einem schwach verzahnten, granoblastischen Gefüge zusammenlagern. In den S-konkordanten, bereits erwähnten Mobilisierungen dagegen hat der Quarz Größen um 0,5 mm. Die übrigen Mineralien fehlen hier, und so bildet der Quarz allein ein leicht verzahntes, granoblastisches Gefüge, das sich aus kräftig undulös auslöschen Körnern aufbaut.

Plagioklas tritt gegen Quarz nur unwesentlich zurück und ist diesem in Kornform und -größe sehr ähnlich. Er ist häufig verschwommen zonar gebaut, wobei jedoch noch nicht zu entscheiden war, ob die höheren An-Gehalte im Kern oder am Rand liegen. Es ergaben sich, unter Berücksichtigung des optischen Charakters und der Lichtbrechung gegen Quarz folgende Werte aus Messungen der Auslöschungsschiefe in der symmetrischen Zone und senkrecht zu den Mittellinien: 22, 23, 23, 24, 24, 24, 25, 26, 27, 38, 39, 40, 41, 42, 45 und 46 % An.

Die Hornblende ist kräftig gefärbt mit X = blaßgrün, Y = olivgrün, Z = blaugrün. Die hypidiomorphen Kristalle sind gut parallel S geregelt. Die Hornblende umwächst poikiloblastisch vor allem Quarz und opake Körner und ist randlich, teilweise auch völlig in Chlorit umgewandelt, der durch seine grüne Farbe, durch starken Pleochroismus und anomal rotviolette Interferenzfarben als Prochlorit gekennzeichnet ist. Die Auslöschungsschiefe der Hornblende liegt bei  $24^\circ$ ,  $2V_x$  ist bald kleiner, bald größer als  $90^\circ$ . Um eingeschlossenen Zirkon herum finden sich kräftige pleochroitische Höfe, in denen der Farbton (nach olivbraun) und die Doppelbrechung deutlich verstärkt sind.

Biotit tritt gegen Hornblende deutlich zurück. Er ist überwiegend parallel S geregelt und nicht selten in Prochlorit umgewandelt. Farbe: dunkel gelbbraun. Vereinzelt finden sich in den 0,1 bis 0,3 mm langen Scheitern kräftige pleochroitische Höfe um Zirkon-Mikrolithe.

Granat liegt in 5 bis 10 mm großen, rundlichen Individuen vor, die amöbenartig in das randlich gelegene Mineralgemenge hineinwachsen. Poikiloblastisch werden vor allem Quarz und opake Körner umwachsen, wobei jedoch kein Intern-S erkennbar ist. Der Granat wird fast immer kataklastisch von Sprüngen durchsetzt, von denen aus er, wie auch vom Rand her, stellenweise von Chlorit verdrängt wird. In der unmittelbaren Umgebung der Granate tritt Hornblende nicht auf, was zu einer relativen Anreicherung von Quarz, Plagioklas und Biotit führt.

Apatit wieder in idiomorphen oder kantengerundeten Körnern.

Limonit findet sich in einzelnen Nestern, fast überall auch auf Korngrenzen. Er stammt mit Sicherheit nicht aus dem noch völlig frischen Opak-Anteil, der sich wegen der gelblichen Reflexionsfarbe als Pyrit ansprechen ließ, sondern ist wohl bei der Umwandlung von Biotit und Hornblende in Prochlorit freigeworden.

Das Gefüge dieses Gesteins ist im Schliff granoblastisch, wobei durch parallel eingelagerte Hornblenden und Biotite die Schieferung markiert wird, die um die Granate herumfließt. Das Gesamtgefüge ist ausgeprägt heteroblastisch: große Granat- und mittelgroße Hornblende-Porphyrblasten liegen in feinkörniger Quarz-Plagioklas-"Grundmasse".

Kristallisationsfolge: Granat ist älter (prä- bis synkinematisch) als Hornblende und Biotit, die um die Granate herum das gebogene S markieren, dabei aber nicht geknittert oder zerbrochen sind (postkinematisch). Etwa gleichalt dürfte der Plagioklas und das Plagioklas-Quarz-Gefüge sein. Dagegen sind die Quarz-Ausschwitzungen wegen ihres leicht verzahnten Gefüges

und wegen der stark undulösen Auslöschung des Quarzes noch von einer Deformation erfaßt worden; ihr Wachstum ist damit prä- bis synkinematisch. Wesentlich jünger - diaphthoretisch - sind die Umwandlungen von Hornblende und Biotit in Chlorit.

Das Ausgangsgestein könnte nach dem Chemismus und nach dem Fehlen des Ti ein dolomitischer Mergelton gewesen sein.

Über Gesteine des unteren Teils der Furulund-Serie, die im Zusammenhang mit Vererzungen stehen, vgl. Pkt. 4.31

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß der untere Teil der Furulund-Serie sich überwiegend aus einer ehemals tonig-mergeligen bis mergelig-tonigen Gesteinsfolge zusammensetzt, in die in nicht unbeträchtlichem Maße magmatische Gesteine basischer bis intermediärer Zusammensetzung eingeschaltet sind, die wegen ihrer häufig sehr weiten Erstreckung innerhalb eines stratigraphischen Horizonts als effusiv angesehen werden. Untergeordnet finden sich auch die zugehörigen Tuffe bzw. Tuffite.

#### 4.2 Oberer Teil der Furulund-Serie

Die Gesteinsfolge des oberen Teils der Furulund-Serie, wie sie charakteristisch am West-Flügel der Baldoaivve-Synklinale ansteht, ist vom Liegenden zum Hangenden in folgener Übersicht zusammengestellt:

1. Liegender Graphit-Glimmer-Quarzit, in den sich stellenweise Granat-Biotit-Schiefer (ähnlich denen, die auf den Seiten 22(?) bis 24 bei der unteren Furulund-Serie bereits beschrieben wurden) und phyllitische Hellglimmer-Schiefer einschalten. Da dieser liegende Graphit-Glimmer-Quarzit zuweilen auskeilt, ist es manchmal schwierig, die Grenze zwischen unterem und oberem Teil der Furulund-Serie genau festzulegen.  
Mächtigkeit: 0 bis 50 m.
2. Kalkglimmerschiefer mit Quarzausschwitzungen (wie die Kalkglimmerschiefer des unteren Teils der Furulund-Serie; vgl. Seiten 24 bis 26).  
Mächtigkeit: 10 bis 60 m

- 3.a Erzzone (wird unter Punkt 4.32 genau beschrieben).  
Mächtigkeit: 0 bis 2 m
- 3.b Erzführende Grünsteinserie (wird ebenfalls unter Punkt 4.32 beschrieben).  
Mächtigkeit: 0 bis 70 m
4. "Furulund-Gneis", im Hangenden zuweilen mit Biotit-Epidot-Hornblende-Gneis  
Mächtigkeit: 0 bis 50 m
5. Hangender Graphit-Glimmer-Quarzit mit stellenweise eingelagerten dünnen Lagen von Pyrit führendem Quarz-Hornblende-Pseudozoisit-Labrador-Gneis. Selten finden sich auch cm- bis dm-mächtige, sehr reine, weiße, zuckerkörnige Marmorlagen in diese Quarzite eingeschaltet.  
Mächtigkeit: 10 bis 100 m.

Im Westen des Gebietes (am Ingeborg-Vann) fehlen aus diesem Profil: der liegende Graphit-Glimmer-Quarzit, die Erzzone und die erzführende Grünsteinserie. Hier setzt die Gesteinsausbildung des unteren Teils der Furulund-Serie bis zum "Furulund-Gneis" fort, der hier ca. 25 m mächtig ist. Als geringmächtiges Äquivalent der erzführenden Grünsteinserie findet sich zuweilen ein Pyrit führender Epidot-Amphibolit, der in Punkt 4.32 beschrieben wird. Der hangende Graphit-Glimmer-Quarzit hat hier im Westen eine Mächtigkeit von 120 bis 150 m.

#### Gesteinsbeschreibungen

##### a. Die Graphit-Glimmer-Quarzite (Handstück T<sub>18</sub>; R 30400/H 39450)

Diese massigen, im frischen Zustand grauschwarzen Gesteine, bei denen makroskopisch die Mineralien Quarz, Graphit und Hellglimmer zu erkennen sind, heben sich im Gelände durch ihre große Härte als Buckel heraus. Ihre rostigbraune Farbe, die von dünnen Brauneisen-Häuten auf der Oberfläche hervorruht, kennzeichnet sie ganz ausgezeichnet. Die Schieferung ist schwach, die Graphit-Glimmer-Quarzite sondern aber im dm-Bereich S-parallel ab, was von dünnen Lagen hervorgerufen wird, in denen Glimmer angereichert ist.

##### Mikroskopische Beschreibung (Dünnschliff 1417)

Hauptmineral ist Quarz. Die im Durchschnitt 0,1 bis 0,2 mm großen, xenomorph-rundlichen Körner bilden ein nicht verzahntes, granoblastisches Gefüge. Undulöse Auslöschung ist nur

selten zu beobachten, zuweilen wird der Quarz aber von Sprüngen kataklastisch durchsetzt.

Der Biotit ist nur noch selten völlig frisch und unumgewandelt und dann von gelbbrauner Farbe. Meistens ist er bereits baueritisiert, wobei der entstehende Hellglimmer (Bauerit) nicht selten noch geringe Färbung und schwachen Pleochroismus erkennen läßt. Die Glimmerscheiter sind nicht nur sehr gut // S geregt, sondern auch noch kristallographisch eingeregelt, was an der einheitlichen Auslöschung über den ganzen Schliff hin abzulesen ist. Nur eine seltene Quer-Glimmer konnten beobachtet werden.

Graphit ist in einzelnen S-parallel Lagen besonders angereichert, in den Zwischenlagen ungefähr gleichmäßig verteilt. Er ist für die dunkle Färbung des Gesteins verantwortlich.

Zirkon ist selten und findet sich in kleinen, hypidiomorphen Körnern.

Häufiger sind opake Körner, die wegen ihrer auch im Dünnschliff sichtbaren, gelben Reflexionsfarbe als Pyrit angesprochen werden können.

(?) = Magnetkies N.R.

Das Gefüge der Graphit-Glimmer-Quarze ist granoblastisch, die makroskopisch wie mikroskopisch schwache Schieferung wird durch sehr dünne Glimmerlagen (unter 0,05 mm) hervorgerufen, in denen sich auch meist mehr Graphit findet als in den aus Quarz bestehenden Zwischenlagen.

Im Bereich zwischen 1 und 10 cm ist das Gestein intensiv so zerschert, daß sich linsenartige Scherkörper gebildet haben, die allseitig von den Glimmerlagen umflossen werden (Bild?).

Zur Kristallisationsfolge: Quarz und Glimmer sind etwa gleichalt, sie sind postkinematisch gewachsen: Quarz ist nicht verzahnt, fast nicht undulös, bei den Glimmern fehlen auf den Scherbahnen jegliche Zeichen einer Beanspruchung. Wesentlich später liegt die diaphthoretische Baueritisierung des Biotits.

Das Ausgangsgestein ist wahrscheinlich ein bituminöser, sehr gleichkörniger Sandstein gewesen, der einen gewissen Tongehalt enthielt.

#### b. Die phyllitischen Hellglimmer-Schiefer

Handstück und Schliff fehlen.

#### c. Der "Furulund-Gneis"

(Handstück T<sub>28</sub>; R 26500/H44050)

Der Name "Furulund-Gneis" hat sich für dieses Gestein eingebürgert und soll hier beibehalten werden. Vom petrographischen Standpunkt her müßte es als Epidot führender Zweiglimmer-Mikroklin-Plagioklas-Quarz-Gneis beschrieben werden. Dieser mittel-

bis grobkörnige Gneis ist überwiegend durchgehend entwickelt und beißt nur selten aus. Gelegentliche Feldspat-Augen sind sehr charakteristisch und gestatten eine sofortige Identifizierung im Gelände. Aus diesen Gründen stellt er bei der Kartierung einen ausgezeichneten stratigraphischen Bezugshorizont dar.

Ohne Mikroskop sind in diesem hellgrauen Gestein die Minerale Quarz, Feldspat, Biotit und Hellglimmer zu erkennen.

#### Mikroskopische Beschreibung (Dünnschliff 1447)

Quarz ist Hauptmineral. Die xenomorph-rundlichen, häufig undulös auslöschenden Körner haben Größen zwischen 0,2 und 0,5 mm. Die Verzahnung ist, auch mit den Feldspäten, schwach.

Plagioklas tritt gegen Quarz etwas zurück, entspicht ihm aber überwiegend in Kornform und -größe. Zuweilen finden sich aber auch bis zu 1,5 mm große, xenomorphe Plagioklas-Körner, die makroskopisch als Augen auffallen. Aus Messungen der Auslösungsschiefe in der symmetrischen Zone ergaben sich die Werte: 23, 24, 25, 26, 27, 27, 28 und 28 % An. An Zwillingsgesetzen waren das Albit-Gesetz häufig, das Karlsbader und das Periklin-Gesetz seltener zu finden; die Lamellen können leicht verbogen sein. Zonarbau ist oft vorhanden, jedoch konnte noch nicht geklärt werden, ob die höheren An-Werte im Kern oder am Rand liegen. An Mikroklin angrenzende Plagioklas zeigen myrmekitische Verwachsung mit Quarz. Die größeren Körner enthalten zumeist orientiert eingewachsene Klinozoisit.

Die beiden Glimmer sind zusammen etwa so häufig wie Plagioklas. Die kräftig gelbbraun gefärbten Biotit-Scheiter werden zwischen 0,2 und 1 mm lang und sind überwiegend gut // S geregelt; Quer-Biotite sind selten. Der Biotit umwächst Quarz, Apatit, der unter 0,1 mm große, idiomorphe Kristalle zeigt, Titanit, opake Körner und selten auch Zirkon, um den herum sich schwarzbraun gefärbte, pleochroitische Höfe finden. Postkristalline Deformation ist sehr selten.

Hellglimmer ist häufig mit Biotit verwachsen; eindeutige Verdrängungsgefüge sind aber nur zuweilen zu finden. Im Gegensatz zu Biotit ist der Hellglimmer häufig quer zur Schieferung gewachsen und wird kräftig von Quarz und Plagioklas verdrängt. Nicht selten finden sich feinste opake Nadelchen parallel der Basisspaltbarkeit eingewachsen. Teilweise dürfte der Hellglimmer wohl als Bauerit anzusprechen sein; ob auch authigener, also Muscovit vorliegt, ist nicht zu entscheiden. Begriff

Mikroklin ist nicht so häufig wie Plagioklas. Die xenomorph-rundlichen Körner haben Größen zwischen 0,2 und 2 mm, wobei die größeren makroskopisch als Augen in Erscheinung treten. Mikroklin verdrängt Quarz und Plagioklas.

Epidot ist in diesem Gestein Nebengemengteil. Die 0,2 bis 0,7 mm großen, hypidiomorphen Körner haben kurzprismatischen Habitus und sind immer zonar gebaut, wobei der Kern niedriger, der Rand höher doppelbrechend ist. Fehlende Farbe deutet auf

Klinozoisit hin. Der Epidot ist teils // S geregelt, teils quer gewachsen und umwächst poikiloblastisch Quarz, seltener auch Plagioklas und Titanit.

Titanit ist in 0,1 bis 0,6 mm großen, hypidiomorphen bis idiomorphen Kristallen zu finden, die schwach gefärbt sind mit X = farblos, Y = blaß gelblich, Z = blaß bräunlich rot.

Opakes Material findet sich in unregelmäßigen Massen, die im Dünnschliff bei auffallendem Licht milchig-weiße Reflexionsfarbe zeigen und daher als Leukoxen angesprochen werden.

Auf Korngrenzen sind zuweilen dünne Brauneisen-Überzüge zu beobachten.

Pyrit?

Das Gefüge ist heteroblastisch: die Feldspat-Augen und Glimmer-Scheiter sind deutlich größer als die feinkörnige Grundmasse, die sich aus Quarz, Epidot und feinkörnigem Feldspat zusammensetzt. Die Schieferung ist mäßig und wird durch die Biotite markiert, die um die Feldspat-Augen herumfließen und sich, zusammen mit Hellglimmer, stellenweise zu einem lepidoblastischen Teilgefüge zusammenschließen können. Überwiegend ist das Gefüge jedoch granoblastisch mit schwacher Verzahnung.

Kristallisationsfolge: Quarz, Plagioklas und Biotit weisen selten noch Zeichen einer Deformation auf (syn- bis postkinematisch), Epidot, Mikroklin und Hellglimmer dagegen nicht (postkinematisch). Diaphthoretisch ist der orientiert in den Plagioklasen eingewachsene Klinozoisit und vielleicht ein Teil des Hellglitters gebildet worden.

Der "Furulund-Gneis" hat bei saurem Gesamtchemismus einen ziemlich hohen Ti-Gehalt, der etwa dem der bereits beschriebenen Amphibolite entsprechen dürfte. Man könnte sich als Ausgangsgestein einen Pelit mit gewissem Karbonat-Gehalt denken, dessen Ca jetzt im Epidot vorliegt.

Warum das auffällige Gefüge? Hoher Ti-Gehalt

#### d. Der Biotit-Epidot-Hornblende-Gneis

(Handstück R<sub>20</sub>; R 31270/H 35770)

Der "Furulund-Gneis" wird zuweilen von einer maximal 2 m mächtigen Lage von grün gefärbtem Biotit-Epidot-Hornblende-Gneis überlagert. Dieses massive Gestein zeigt in einer mehr oder weniger schiefrig texturierten, fein- bis mittelkörnigen Grundmasse von Hornblende und Biotit zumeist leicht linsenförmig ausgezogene Feldspat-Porphyrblasten.

#### Mikroskopische Beschreibung (Dünnschliff 1408)

Hornblende ist Hauptmineral. Die nur blaß gefärbten (X = farblos, Y = blaß gelblich oliv, Z = schwach blaugrün), um 0,5 mm langen Individuen sind von hypidiomorpher Gestalt. Die Auslösungsschiefe beträgt 20°, 2V ist immer wenig, aber deutlich kleiner als 90°. Die überwiegend langprismatischen Kri-

stalle sind gut parallel S angeordnet und, zusammen mit Biotit und Titanit, in einzelnen, ebenfalls S-parallelen Lagen $\delta$  angereichert. Zuweilen sind um eingeschlossene Zirkon-Mikrolithe herum pleochroitische Höfe zu beobachten.

Biotit, kräftig gelbbraun gefärbt, findet sich in zumeist gut geregelten Scheitern, die eine Länge von 0,4 mm erreichen. Querbiotite sind selten. Um Zirkon ebenfalls kräftige, pleochroitische Höfe.

Plagioklas liegt in 0,5 bis 5 mm großen, xenomorph-rundlichen Körnern vor, die immer zonar gebaut sind. Die einzelnen Zonen sind jedoch nicht scharf gegeneinander abgesetzt, sondern gehen kontinuierlich ineinander über. Ob der Zonarbau invers oder normal ist, muß noch geklärt werden. Häufig ist zu beobachten, daß sich ein einzelnes der größeren Plagioklas-Körner aus einer Anzahl von kleinen Teilbereichen zusammensetzt, die jeder für sich wieder zonar auslöschen, aber ohne scharfe Grenze nebeneinanderliegen (Bild?). Einige An-Gehalte aus der Auslöschungsschiefe in der symmetrischen Zone: 28, 30, 32, 35% An: Andesin. Zwillingsslamellen nach dem Albit-Gesetz sind verbreitet, nach dem Periklin-Gesetz seltener. Zum Teil finden sich Stöcke, die nach Albit- und Karlsbader Gesetz verzwilligt sind.

Als Einschlüsse enthalten die Plagioklase hauptsächlich Epidot, der durch seine niedrige Doppelbrechung und die anomal blauen Interferenzfarben als Klinozoisit charakterisiert ist. Die idiomorphen oder hypidiomorphen, langprismatischen Kristalle sind überwiegend orientiert mit dem Plagioklas verwachsen. Daneben kommen auch Epidot-Nadeln vor, die keine erkennbare kristallographische Richtung im Plagioklas einnehmen. Die Länge des Klinozoisits variiert zwischen 0,2 und 3 mm. Er ist als diaphthoretische Bildung aus dem Plagioklas anzusehen (Saussuritisierung).

Apatit kommt in zwischen 0,2 und 0,3 mm großen, kantengerundeten Körnern vor.

Titanit ist lagenweise in den hornblende- und biotitreichen Lagen angereichert, und zwar entweder in einzelnen, unter 0,1 mm großen, hypidiomorphen Körnern, oder aber in bis zu 1 mm großen Aggregaten, die im Kern kleine Rutil-Körner enthalten können und nicht selten // S leicht (ca. 2 : 1) gestreckt sind. Selten finden sich auch 0,2 bis 0,3 mm große, xenomorphe Ein-kristalle von Titanit.

Das Gefüge ist durch den Wechsel von Titanit-Biotit-Hornblende- und nur aus Plagioklas bestehenden Lagen gekennzeichnet. Vielleicht liegt hier ein prämetamorpher Materialwechsel vor. Die Schieferung wird durch die gut geregelten Hornblenden und Biottite bewirkt, die um größere Plagioklas-Porphyroblasten herumfließen.

Zur Kristallisationsfolge: Der Plagioklas ist offenbar zunächst prä- bis synkinematisch gewachsen, von der Deformation kräftig erfaßt worden (die Teilbereiche innerhalb der großen Plagioklas-Porphyroblasten) und dann postkinematisch verheilt. Hornblende und Biotit haben postkinematisches Alter: beide sind nicht verknittert oder zerbrochen, Biotit wächst auch quer. Diaphthoretisch ist die Saussuritisierung der Plagioklase.

Das Ausgangsgestein hat wahrscheinlich (Pauschalchemismus, hoher Ti-Gehalt) überwiegend endogenes Material enthalten. Der beschriebene Lagenwechsel gibt uns eine gewisse Berechtigung, auf einen Tuff oder Tuffit zu schließen.

Der Pyrit führende Quarz-Hornblende-Pseudozoisit-Labrador-Gneis  
(Handstück T<sub>37</sub>; R 30640/H 42500)

Dieses massive, mittelkörnige Gestein findet sich zuweilen als geringmächtige Einschaltung im hangenden Graphit-Glimmer-Quarzit des oberen Teils der Furulund-Serie. Es lässt makroskopisch nur eine geringe Gefügeregelung erkennen; ohne Mikroskop sind die Minerale Quarz und Hornblende zu erkennen. Konkordante und diskordante Quarz-Mobilisationen sind nicht selten.

Mikroskopische Beschreibung (Dünnschliff 1418)

Plagioklas ist häufigstes Mineral. Die um 0,1 bis 0,3 mm großen, xenomorphen Körner lagern sich mit Quarz a) zu einem Mosaikgefüge zusammen. Aus Messungen der Auslöschungsschiefe in der symmetrischen Zone und senkrecht zu den Mittellinien ergaben sich die Werte: 66, 67, 69, 71, 72, 73, 74, 76, 77 und 82% An. An Zwillingsgesetzen konnten vor allem das Albit- und das Karlsbader Gesetz, seltener auch das Periklin-Gesetz beobachtet werden.

Der Pseudozoisit ist durch hohe Lichtbrechung, niedrige Doppelbrechung, kleinen  $2V_z$ , Lage der Achsenebene quer zur Längsrichtung, zuweilen anomal blaue oder braune Interferenzfarben sowie durch seine stets gerade Auslöschung gekennzeichnet. Die Kornform ist hypidiomorph. Die 1 bis 5 mm langen Individuen umwachsen poikiloblastisch Quarz, Plagioklas, opake Körner und Titanit. Der Habitus ist langprismatisch. Der Pseudozoisit ist überwiegend gut // S geregt und markiert so, zusammen mit Hornblende, die Schieferung.

Hornblende liegt in 0,5 bis 4 mm langen, gestrecktprismatischen Kristallen vor, die zumeist gut // S geregt sind. Die Kornform ist überwiegend xenomorph, selten auch hypidiomorph. Die schwach gefärbten Individuen (X = farblos, Y = schwach gelblich grün, Z = blau bläulich grün) haben eine Auslöschungsschiefe von  $23^\circ$ ,  $2V_x$  ist, nach dem konoskopischen Bild zu urteilen, wenig, aber deutlich kleiner als  $90^\circ$ . Nur selten finden sich Zwillinge nach (100). Einschlüsse sind Quarz, Plagioklas, opake Körner und Zirkon, der pleochroitische Höfe hervorruft, in denen Farbe (nach bräunlich grün) und Doppelbrechung der Hornblende verstärkt sind. Nicht selten findet sich Umwandlung in einen farblosen Chlorit, der keine anomalen Interferenzfarben, sondern das normale Grau 1. Ordnung zeigt.

Quarz a) liegt in 0,1 mm großen, schwach oder nicht verzahnten, xenomorphen Körnern vor. Quarz a) tritt gegen Plagioklas und Quarz b) deutlich zurück, was durch eine Verarmung an Kiesel-

säure im Gneis durch die Ausschwitzung von Quarz b) gedeutet werden kann, dessen 1 bis 6 mm großen, deutlich verzahnten, xenomorphischen Körner teils in konkordanten Lagen, teils in diskordanten Gängchen angereichert sind. Dabei stellt sich anhand der Additionsfarben heraus, daß die Quarze einer solchen Lage überwiegend gleiche kristallographische Orientierung aufweisen (prä- bis synkinematisches Wachstum); die Gängchen sind im Schliff nicht erfaßt. Quarz b) ist deutlich undulös und kräftig kataklastisch, die Körner sind // S gestreckt.

Biotit, mit schwach braun gefärbten, kleinen Scheitern, ist selten.

Opake Körner werden dagegen bis zu 1 mm groß. Auf Grund ihrer auch im Dünnschliff sichtbaren, gelblichen Reflexionsfarbe im auffallenden Licht können sie als Pyrit angesprochen werden.

Apatit, in kleinen, idiomorphen bis kantengerundeten Individuen, bietet das gewohnte Bild.

Titanit und Rutil sind im Gegensatz zu den meisten der bisher behandelten Hornblende führenden Gesteinen selten.

Das mikroskopische Gefüge ist durch kräftige Heteroblastie gekennzeichnet: große Hornblende- und Pseudozoosit-Porphyroblasten liegen in einer feinkörnigen, granoblastischen "Grundmasse" von vorwiegend Plagioklas und Quarz. Durch ihre Regelung markieren sie die mäßige Schieferung. Durch konkordante, grobkörnige Quarzlagen wird ein Lagenwechsel erreicht, der seine Entstehung eindeutig metamorphen Vorgängen verdankt: es handelt sich um typische Quarz-Mobilisationen, die in einer metamorph-hydrothermalen Phase aus den angrenzenden Gesteinspartien "ausgeschwitzt" wurden.

Kristallisationsfolge: (prä- bis) synkinematisch ist Quarz b), dessen starke Verzahnung und kräftig undulöse Auslösung belegen, daß er nach seiner Kristallisation noch deformiert wurde. Im Wesentlichen postkinematisch sind Plagioklas und Quarz a), die ein nicht mehr beanspruchtes, granoblastisches Mosaikgefüg zeigen, noch etwas jünger sind Hornblende und Pseudozoosit, die Quarz und Plagioklas umschließen. Deutlich später liegt die Chloritisierung der Hornblende (diaphthoretisch).

Über das Ausgangsgestein lassen sich noch keine endgültigen Aussagen machen: der Ti-Gehalt ist bei dem gegebenen Pauschalchemismus nicht groß genug, um ohne weiteres auf endogenes Material hinzuweisen. Es käme auch ein Quarz führender, dolomitischer Mergel in Frage; diese Deutung erscheint wahrscheinlicher, da in der Nähe un in vergleichbarer stratigraphischer Position innerhalb der hangenden Graphit-Glimmer-Quarzit-Bank auch die erwähnten, geringmächtigen Marmorbänke anstehen.

#### f. Die Marmore

Handstück und Schliff fehlen. Es handelt sich um geringmächtige (10 bis 20 cm), blendend weiße, zuckerkörnige Gesteine, die aus bis zu 2 mm großen Kalkspat-Körnern bestehen, die, wie schon makroskopisch zu erkennen war, ein unverzahntes Mosaikgefüge bilden.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß sich der obere Teil der Furulund-Serie überwiegend aus ehemaligen bituminösen Sandsteinen, Tonmergeln, Mergeln und untergeordnet reinen Kalken aufbaut, in die sich die noch zu beschreibenden erzführenden Gesteine einschalten. Näheres über die Vererzung des oberen Teils der Furulund-Serie vgl. Punkt 4.32.

#### 4.3 Die Vererzung

Eine wesentliche Erzführung ist im bearbeiteten Gebiet auf die Gesteine der Furulund-Serie beschränkt. Alle Vorkommen liegen dabei in S-parallel Lagen in den Gesteinen der Furulundserie, häufig von charakteristischen Nebengesteinen begleitet. Die Vererzung soll daher, ohne Rücksicht auf ihre Genese, zunächst wie jedes andere Gestein der Furulund-Serie hier im stratigraphischen Teil der Arbeit behandelt werden.

Insgesamt sind drei Erz-Horizonte zu unterscheiden: das Vorkommen am Ingeborg-Vann, das vom Staalhaugen und das, das durch die Baldoaivve-Schürfe aufgeschlossen ist (östlich und südlich des Akselskar). Als Bezugshorizont für die stratigraphische Einordnung der verschiedenen Vorkommen wurde der "Furulund-Gneis" gewählt, der sich, wie schon erwähnt, ausgezeichnet als Bezugsniveau eignet. Danach liegt das Staalhaugen-Vorkommen etwa 500 m im Liegenden des "Furulund-Gneises", das Ingeborg-Erz 350m, das Baldoaivve-Vorkommen wenige Meter darunter. Die ersten beiden gehören also stratigraphisch zum unteren, das letztere zum oberen Teil der Furulund-Serie. DYBDAHL (1954) hatte im Gegensatz dazu Ingeborg- und Baldoaivve-Vorkommen parallelisiert und sich bei Staalhaugen-Vorkommen nicht auf die stratigraphische Position festgelegt.

##### 4.31 Die Vererzung des unteren Teils der Furulund-Serie

Beide Erzhorizonte des unteren Teils der Furulund-Serie, Staalhaugen- und Ingeborg-Vorkommen, haben im Gegensatz zum Baldoaivve-Vorkommen eine wesentlich geringere seitliche Erstreckung: das Staalhaugen Vorkommen ist im Streichen etwa 1 km, das Ingeborg-Erz etwa 2 km zu verfolgen.

Beide Vorkommen weisen große Ähnlichkeit in Paragenese und Nebengestein auf: beide sind überwiegend reine FeS-CuFeS<sub>2</sub>-Vererzungen, bei beiden treten dieselben charakteristischen Begleitgesteine auf. Es sind dies ein bis zu 6 m mächtiger Erz führender Chlorit-Quarz-Granat-Gneis, der bei beiden Vorkommen die Vererzung begleitet und nicht oder nur unwesentlich über sie hinausreicht, und ein Titanit führender Zoisit-Epidot-Hornblende-Quarz-Schieffer, der eine etwas weitere seitliche Erstreckung hat. Das Erz selber liegt S-konkordant mit einer Mächtigkeit zwischen wenigen Zentimetern und maximal 2 Metern vor. Schließlich ist am Ingeborg-Vorkommen noch ein Pseudozoisit führender Erz-Muscovit-Quarzit zu beobachten, der jedoch nur an einigen Stellen auftritt.

#### Gesteinsbeschreibungen

##### a. Der Erz führende Chlorit-Quarz-Granat-Gneis

(Handstück T<sub>25</sub>; R 25460/H 42260)

Dieses Gestein, bei dem die Mineralien Granat, Chlorit, Magnetkies und Kupferkies makroskopisch zu erkennen sind, hat bei nur schwacher Schieferung massige Textur. Ein gewisser Lagenwechsel wird nur dadurch angedeutet, daß Magnetkies und Kupferkies in einzelnen S-parallel S-förmigen Schnüren angereichert sind.

Außerdem finden sich die beiden Erzmineralien auch gleichmäßig-imprägnativ im Gestein verteilt.

##### Mikroskopische Beschreibung (Dünnschliff 1421)

Granat, der mit Quarz zusammen Hauptmineral ist, liegt in 1 bis 3 mm großen, hypidiomorphen bis xenomorph-rundlichen Kristallen vor, die auch im Dünnschliff noch blaß rötlich gefärbt sind. Der Granat umwächst poikiloblastisch Quarz und opake Körner, wobei der Kern des Granats meist reicher, die äußeren Zonen dagegen ärmer an Einschlüssen sind. An der Längserstreckung der eingeschlossenen Quarzkörper lässt sich zuweilen ein undeutliches, nicht gedrehtes Intern-S der Granate feststellen. Granat verdrängt Biotit, ist aber selbst nicht umgewandelt.

Quarz ist etwa 0,3 bis 0,5 mm groß. Die xenomorph-rundlichen Körper löschen mäßig undulös aus und bilden mit dem viel selteneren Plagioklas zusammen ein schwach verzahntes, granoblastisches Gefüge. Die Quarz-Einschlüsse im Granat sind wesentlich kleiner (ca. 0,05 bis 0,1 mm); sie ~~xx~~ haben wohl, nachdem sie umschlossen waren, nicht mehr weiterwachsen können.

Bei den Glimmern liegt überwiegend Chlorit vor, dessen schwach grünliche Färbung und dessen schmutzig-graue Interferenzfarben ihn als ein Glied der Pennin-Reihe charakterisieren. Der

Chlorit ist nicht primäres Gemengteil dieses Gesteins, sondern aus dem allerdings nur noch selten völlig frisch erhaltenen, gelbbraun gefärbten Biotit entstanden, wie gelegentliche Verdrängungsgefüge beweisen. Beide Glimmer zeigen kräftige pleochroitische Höfe um eingeschlossene Zirkon-Mikrolithe.

Die seltene Hornblende ist nur äußerst schwach gefärbt, fast farblos. Die 0,1 bis 0,5 mm langen, hypidiomorphen Körner sind zuweilen in einzelnen Nestern angereichert. Die Auslöschungsschiefe liegt bei  $23^{\circ}$ ,  $2V$  ist wenig, aber deutlich kleiner als  $90^{\circ}$ , soweit sich das im konoskopischen Bild beurteilen lässt. Zwillinge nach (100) finden sich häufig. Hornblende verdrängt Biotit, wird aber ihrerseits wieder in Chlorit umgewandelt. Um eingeschlossene Zirkone finden sich pleochroitische Höfe.

Plagioklas tritt gegen Quarz, Granat und die Glimmer deutlich zurück. Die zwischen 0,1 und 0,8 mm großen, xenomorph-rundlichen Körner sind - häufig nur partiell - vor allem nach dem Albit-, selten auch nach dem Periklin-Gesetz zwillingslamelliert. Dabei fällt auf, daß häufig jede zweite Lamelle serizitisiert ist, während die zwischenliegenden völlig klar sind. Die Grenzen zwischen den Lamellen und die Spaltflächen sind nicht selten mit einem dünnen Limonit-Überzug belegt. Aus Messungen der Auslöschungsschiefe in der symmetrischen Zone ergaben sich folgende Werte: 25, 26, 27, 37, 37, 40, 42 und 43 % An.

Der Anschliff von diesem Gestein fehlt noch; es muß für die Beschreibung der opaken Mineralien daher auf die makroskopischen Beobachtungen (S. 40) verwiesen werden.

Schließlich ist noch Apatit zu erwähnen, der in kleinen, idiomorphen bis kantengerundeten Kristallen vorliegt.

Das mikroskopische Gefüge ist granoblastisch und zeigt deutliche Heteroblastie: große Granat-Porphyroblasten liegen in einer feinerkörnigen Grundmasse, die sich vor allem aus Quarz, untergeordnet auch aus Plagioklas und Hornblende zusammensetzt. Die Schieferung, die durch die nur mäßig geregelten Glimmer markiert wird, ist schwach und fließt um die Granate herum.

Zur Kristallisationsfolge: Quarz war, da er von Granat umwachsen wird, schon vor diesem vorhanden, wuchs aber nachträglich noch weiter (Korngrößen-Unterschiede innerhalb und außerhalb der Granate). Gleichzeitig mit dem Granat, und das ist auffällig im Vergleich zu den bisher beschriebenen Gesteinen, bei denen Granat immer vor den anderen Komponenten gewachsen war, wuchsen Plagioklas, Biotit und Hornblende, wobei der Granat noch über Biotit hinausdauerte, da er diesen verdrängt. Alle diese Gemengteile sind postkinematisch gewachsen: Biotit ist an den Stellen, an denen er Granat umfließt, nicht deformiert, Granat zeigt ein ungedrehtes Intern-S, Plagioklas und Hornblende haben keinerlei Zeichen einer Deformation. Diaphthoretisch ist die Umwandlung von Biotit und Hornblende in Chlorit.

Über das Ausgangsgestein lassen sich noch keine Angaben machen. Auffallend ist der hohe Anteil von Granat (dessen Chemismus jedoch noch nicht bekannt ist), andererseits ist der Plagioklas-Gehalt sehr niedrig. Hinweise auf endogenes Material fehlen, da Ti überhaupt nicht vorkommt. Trotzdem ist die Frage nach

dem Ausgangsgestein sehr wichtig, da wegen seiner engen Bindung an die beiden Erzhorizonte des unteren Teils der Furulund-Serie zwischen Erzgenese und diesem Gestein sicherlich enge Beziehungen bestehen.

b. Der Titanit führende Zoisit-Epidot-Hornblende-Quarz-Schiefer  
(Handstück T<sub>26</sub>; R 25460/H 42260)

Dieses mittelkörnige, gut geschieferete Gestein, bei dem makroskopisch die Mineralien Hornblende und Biotit zu erkennen sind, weist einen deutlichen Wechsel zwischen helleren und dunkleren Lagen auf. Zusätzlich sind noch dünne, ebenfalls konkordante Quarz-Ausschwitzungen zu beobachten, die jedoch im Schliff nicht erfaßt wurden.

Mikroskopische Beschreibung (Dünnschliff 1422)

Die zwischen 0,1 und 0,4 mm langen, hypidiomorphen Hornblende-Kristalle sind schwach gefärbt mit X = farblos, Y = gelblich grün und Z = bläulich grün. Die Auslöschungsschiefe beträgt 23°, 2V liegt knapp, aber deutlich unter 90°. Poikiloblastisch werden Quarz, Epidot und Zirkon umwachsen, wobei um Epidot zuweilen, um Zirkon immer pleochroitische Höfe zu beobachten sind. Die langprismatischen Hornblenden sind gut // S geregelt.

Quarz liegt in 0,1 bis 0,3 mm großen, xenomorphen, teils runden, teils leicht // S gestreckten Körnern vor, die nicht oder nur schwach undulös auslöschen und miteinander leicht verzahnt sind. Als Einschlüsse finden sich zuweilen kleine Karbonat-"Tropfen".

Die 0,1 bis 0,2 mm langen, xenomorphen oder hypidiomorphen Epidot-Körner sind farblos und haben anomale, blaue Interferenzfarben: Klinozoisit. Die kurzprismatischen Kristalle sind nicht ~~xxxxxxxxx~~ selten verzwillingt und // S eingeregelt. Isomorphe Schichtung ist ebenfalls nicht selten. Orthit verhält sich wie Klinozoisit, ist aber durch Braunfärbung, Isotropisierung und dadurch gekennzeichnet, daß er in Hornblende pleochroitische Höfe hervorruft.

Lagenweise angereichert finden sich in diesem Gestein bis zu 3 mm lange und bis zu 0,5 mm dicke, hypidiomorphe Zoisit-Kristalle, die durch gerade Auslösung, die Lage der Achsenebene parallel zur Längserstreckung und die niedrige Doppelbrechung charakterisiert sind. Die farblosen Individuen, die nur selten anomale Interferenzfarben zeigen, sind sehr gut // S geregelt. Zoisit umwächst, ebenso wie Klinozoisit, poikiloblastisch Quarz.

Plagioklas tritt gegen die zuvor beschriebenen Komponenten weit zurück. Er entspricht in Korngröße und -gestalt dem Quarz. An Zwillingsgesetzen konnte nur das Albit-Gesetz beobachtet werden. Messungen der Auslöschungsschiefe in der symmetrischen Zone und Vergleiche der Lichtbrechung gegen Quarz ergaben die Werte: 30, 31, 32, 33, 33, 35, 37, 38 und 41 %. An (saurer Andesin) Überwiegender ist inverser Zonarbau zu beobachten, was folgende Messungen erläutern sollen: Kern 23 24 25 27 % An Rand 32 44 42 42 % An

Titanit ist ein auffallend häufiges Mineral wenn man bedenkt, daß er sonst nur in geringen Mengen am Aufbau von Gesteinen beteiligt ist. Die bis zu 0,3 mm großen Körner sind zumeist von xenomorpher, selten auch von hypidiomorpher Gestalt. Der Pleochroismus ist deutlich mit X = farblos, Y = blaß grünlich, Z = rötlich. Stellenweise findet sich als Einschluß Rutil, der kräftig gelboliv gefärbt ist.

Biotit ist in diesem Gestein nur in einzelnen, seltenen, kurzen Scheitern zu finden.

Das mikroskopische Gefüge ist leicht heteroblastisch: größere Hornblende- und Zoisit-Porphyroblasten liegen in einer feinkörnigen Grundmasse, die sich überwiegend aus Quarz und Epidot zusammensetzt. Die streng geregelten Hornblenden und Zoisite bedingen die gute Schieferung dieses Gesteins. Diese beiden Mineralien finden sich in einzelnen Lagen angereichert. Vielleicht liegt hier ein prämetamorpher, also vermutlich sedimentärer Materialwechsel vor.

Kristallisationsfolge: Quarz und Plagioklas sind zu einem kleinen Teil noch von Bewegungen erfaßt worden, wie sich aus der zuweilen sichtbaren undulösen Auslöschung des Quarzes und der leichten Verzahnung Quarz/Quarz und Quarz/Plagioklas ableSEN läßt. Die übrigen Komponenten sind postkinematisch gewadhsen: ihnen fehlen Anzeichen einer Deformation. Am längsten hat dabei ~~die~~ das Wachstum der Hornblende angedauert, die Quarz und Epidot umschließt. Diaphthoretische Bildungen fehlen in diesem Schliff.

Die Frage nach dem Ausgangsgestein kann folgendermaßen beantwortet werden: der Pauschalchemismus und der hohe Ti-Gehalt dieses Gesteins deuten auf endogenes Material hin. Der beschriebene Materialwechsel kann mit einiger Berechtigung als sedimentär angesehen werden, sodaß wahrscheinlich ein Tuff oder Tuffit vorgelegen hat. Die geringe Mächtigkeit dieses Gesteins kann in derselben Richtung gedeutet werden.

### c. Die Derberzlage

Da Anschlüsse noch fehlen, können hier zunächst nur makroskopische Beobachtungen mitgeteilt werden.

Die Derberzlage wird beim Ingeborg-Vorkommen maximal 2 m, beim Staalhaugen-Vorkommen maximal 1 m mächtig.

Haupterzmineral ist bei beiden Vorkommen Magnetkies, daneben treten Kupferkies und Pyrit, selten auch Bleiglanz auf. Das Derberz ist sehr feinkörnig. Häufig sind rundliche oder ellipsoidförmige Quarz-Knauern zu finden, die Durchmesser von 0,5 bis 20 cm erreichen. Zusammen mit größeren Quarz-Anreicherungen findet sich mittelkörniger Kupferkies, der hier offenbar durch metamorphe Vorgänge angereichert wurde; Magnetkies

tritt in diesen Mobilisationen zurück, während Bleiglanz nur in ihnen zu finden war. Häufig greifen kleine Schläuche von mobilisiertem Erz in die Quarz-Knauern hinein.

Überall im Derberz findet man bis zu 0,5 cm große Granate.

Typisch ist für diese beiden Vorkommen, daß sich sehr häufig zumeist kräftig limonitisch durchtränkte Gesteinsbrocken innerhalb der Derberzlage finden (Bild?), die aber noch eindeutig als die unmittelbaren Nebengesteine des Erzes angesprochen werden können. Sie sind zumeist von länglich-kanfiger bis länglich-abgerundeter Form, ihre Längserstreckung liegt // S.

Eine Bänderung fehlt im Erz.

Verfolgt man den Derberzhorizont im Streichen, so nimmt nach beiden Seiten hin zunächst die Mächtigkeit der Erzlage ab, und in gleichem Maße nimmt der Anteil der Nebengesteinsbruchstücke zu. Schließlich schließt sich das Nebengestein mehr und mehr zusammen, und das Erz liegt nur noch feinimprägnativ oder in einzelnen Schnüren und Putzen vor. Noch weiter nach außen ist nur noch ein limonitisch durchtränkter Horizont zu sehen, der mehr und mehr seine Farbe verliert und schließlich völlig ausbeißt.

Es muß jedoch betont werden, daß sich die Derberzlage bzw. der nach außen aus ihr hervorgehende limonitische Horizont streng in immer demselben stratigraphischen Niveau befindet, was sich nahand des Erz führenden Chlorit-Quarz-Granat-Gneises sehr gut verfolgen läßt.

Sekundäre Mineralien sind vor allem Limonit, der den gesamten Erzhorizont intensiv braun färbt, sowie gelegentlich Buntkupfer.

#### d. Der Pseudozoisit führende Erz-Muscovit-Quarzite

(Handstück R<sub>8</sub>; R 25250/H 41900)

Quarz, Muscovit, Pseudozoisit sowie Magnetkies und Kupferkies sind makroskopisch zu erkennen. Der Quarzit ist massig bei schwacher Schieferung. Kupferkies findet sich auf einzelnen S-parallelen Flächen angereichert, Magnetkies ist in kleinen Körnern gleichmäßig in diesem Gestein verteilt.

#### Mikroskopische Beschreibung (Dünnschliff 1419)

Hauptmineral ist Quarz. Die zwischen 0,1 und 0,3 mm großen, undulös auslöschen Körner haben xenomorph-rundliche Gestalt und lagern sich zu einem mäßig verzahnten, granoblastischen Gefüge zusammen.

Die 0,2 bis 0,5 mm langen, sehr gut // S geregelten Muscovit-Scheiter ~~xxxxxxxxxxxxxx~~ markieren die mäßige Schieferung des Gesteins. Es ist jedoch nicht so viel Muscovit vorhanden, daß sich ein lepidoblastisches Teilgefüge ausgebildet hätte.

Über den Opak-Anteil können noch keine Angaben gemacht werden, da der entsprechende Anschliff noch fehlt.

Pseudozoosit ist durch seinen kleinen Achsenwinkel, durch niedrige, aber nicht anomale Interferenzfarben und durch die Lage der Achsenbeene quer zur Längsrichtung des Kristalls gekennzeichnet. Die zwischen 0,5 und 2 mm großen, idiomorphen oder hypidiomorphen Körner sind zumeist parallel S geregelt und umwachsen poikiloblastisch Quarz und opake Körner.

Apatit und Zirkon finden sich zuweilen in idiomorphen bis hypidiomorphen, sehr kleinen Körnern.

Das mikroskopische Gefüge: die granoblastische Grundmasse wird von einzelnen Muscovit-Scheitern durchzogen, die die Schieferung markieren. Lagenwechsel fehlt.

Zur Kristallisationsfolge: Quarz und opake Körner werden von Pseudozoosit umwachsen, sind also älter als dieser. Muscovit ist nicht deformiert, also postkinematisch gewachsen. Diaphthoretische Erscheinungen fehlen, da die vorhandenen Mineralien unter epizonalen Bedingungen stabil sind. Sehr jung dürfte die Limonitisierung des Erzinhaltes sein.

Als Ausgangsgestein ist ein Erz führender Sandstein anzunehmen, der pelitische Beimengungen enthielt. Es ist jedoch auch möglich, daß die Erzminerale erst zu einem späteren Zeitpunkt von der zuvor beschriebenen, in unmittelbarer Nachbarschaft liegenden Derberzlage eingewandert sind.

#### 4.32 Die Vererzung des oberen Teils der Furulund-Serie

Die Vererzung des oberen Teils der Furulund-Serie ist an einen Horizont gebunden, der sich immer direkt im Liegenden des "Furulund-Gneises" befindet. Der Furulund-Gneis eignet sich ausgezeichnet als Parallelisierungshorizont mit den Vorkommen im engeren Sulitjelma-Gebiet: dort hat das Erz dieselbe stratigraphische Position.

Die Vererzung selbst kommt in zwei verschiedenen Typen vor: Einmal als im Mittel 0,2 bis 0,3 m mächtige Derberzlage, die in

phyllitische Hellglimmer-Schiefer (vgl. S. 33) eingelagert ist. Diese Derberzlage erstreckt sich vom Akselskar (R 30750/H 39500) ~~xxx~~ bei wechselnder Stärke der Erzführung nach Süden bis etwa zum Punkt R 31170/H 36200. Weiter nach Süden keilt sie aus, wobei sie sich zunächst noch in einem stark limonitisch durchtränkten Horizont verfolgen lässt (in dem aber kein frisches Erz mehr zu erkennen ist), der dann nach etwa 200 Metern auch mehr und mehr seine braune Farbe verliert und völlig vertaut. Diese Art der Erzführung entspricht <sup>ungefähr</sup> der, die in der Grube Jakobsbakken, allerdings mit höherem Erzgehalt, zu sehen ist.

Vom Punkt 30750/H 39500 an nach Norden steht im selben stratigraphischen Horizont, eine bis zu 70 m mächtige Serie von grünen Gesteinen an, die als "erzführende Grünsteinserie" bezeichnet werden soll, und die sich aus folgenden Gesteinen zusammensetzt: überwiegend stehen (Kupferkies und Pyrit führende) Epidot-Quarz-Albit-Chlorit-Schiefer und -Gneise an. Untergeordnet kommen auch Epidot-Hornblende-Schiefer vor.

Sulitjelma  
Dieselben Gesteine treten auch in den nördlich der Ortschaft gelegenen Gruben Bursi, Charlotta und Giken auf, wovon wir uns bei eigenen Besuchen überzeugen konnten.

Die eben erwähnten Gesteine kommen nur im Ostteil des Kartierungsgebietes vor. Der "Furulund-Gneis" ist zwar auch im Westen, westlich des Ingeborg-Vann zu finden, die Derberzone fehlt aber völlig und als Äquivalent der Grünsteinserie steht nur zuweilen ein geringmächtiger, höchstens 200 m aushaltender Pyrit führender Epidot-Amphibolit an.

#### Gesteinsbeschreibungen

##### a. Die Derberzlage

Auch hier können, da ein Anschliff noch fehlt, nur makroskopische Beobachtungen mitgeteilt werden.

Haupterzmineral ist mittelkörniger, leicht kataklastischer Magnetkies, auf Zwickeln findet sich Kupferkies. In den Magnetkies eingelagert finden sich bis zu 4 cm große, teils rundliche, teils idiomorphe Pyrit-Kristalle, die nicht selten von einem bis zu 1 cm dicken Saum von Kupferkies umgeben sind. Im Gegensatz zu den Derberlagen des unteren Teils der Furulund-Serie sind diese Erze sehr rein; Quarzknauern, eingesprengtes Nebengestein und Granate fehlen.

b. Die (Kupferkies und Pyrit führenden) Epidot-Quarz-Albit-Chlorit-Schiefer und -Gneise

(Handstücke T<sub>40</sub>; R 30210/H 41580, T<sub>41</sub>; R 30430/H 43000) und T<sub>41</sub>, und T<sub>42</sub> beide R 30170/H 41300)

Nicht in allen Handstücken vorkommende Gemengteile sind in Klammern aufgeführt.

Die makroskopisch erkennbaren Mineralien (Kupferkies), (Pyrit), (Biotit), Quarz, Feldspat und Chlorit lagern sich je nach dem Verhältnis der hellen (Quarz und Plagioklas) zu den dunklen Gemengteilen (Biotit, Chlorit) zu einem Schiefrigen oder gneisigen Gefüge zusammen. Bei schiefrigem Gefüge ist zuweilen eine Fältelung im cm- bis dm-Bereich zu beobachten. Bei gneisigem Gefüge ist das Gestein linsig zerschert, wobei Chlorit (und Biotit) als "Schmiermasse" zwischen den einzelnen Linsen liegen (Bild?). Pyrit tritt häufig in 0,5 bis 2 cm großen Idioblasten auf, in deren Druckschatten sich nicht selten Kupferkies angereichert hat. Kupferkies tritt im übrigen in dünnen, z.T. leicht verbogenen Schnüren // S im Gestein auf. Konkordante Quarz-Feldspat-Mobilisierungen sind nicht selten.

Diese Gesteine sind bei DYBDAHL (1954) als "Chlorit-Albit-Fels" beschrieben.

Mikroskopische Beschreibung (Dünnschliffe 1424, 1425, 1426, 1427)

Chlorit ist das hervortretende und charakteristische Mineral dieser Gesteine. Die Farbe ist deutlich bläulich grün, der Pleochroismus kräftig, sodaß ein Glied der Prochlorit-Reihe vorliegen dürfte. Allerdings sind die Interferenzfarben nicht, wie es für Prochlorit typisch ist, rotviolett, sondern immer schmutzig oliv. Der Achsenwinkel ist klein, der optische Charakter positiv. Der Chlorit ist nicht authigen, sondern immer das Umwandlungsprodukt von in frischem Zustand olivbraun gefärbtem, kräftig pleochroitischem Biotit. Der Grad der Umwandlung ist unterschiedlich: in einzelnen Partien kann noch frischer Biotit vorliegen, zumeist aber zeigt er alle Übergänge zwischen beginnender und abgeschlossener Umwandlung. Einschlüsse: Rutil, Apatit, opake Körner, Epidot und - selten - Zirkon; dabei finden sich um Zirkon immer, um Epidot häufig pleochroitische Höfe. Die Regelung der beiden Glimmer ist unterschiedlich: während Biotit überwiegend sehr gut parallel S eingeregelt ist und bei vorhandener Fältelung diese nachzeichnet, ist Chlorit häufig in quer zur Schieferung gewachsenen, strahligen Aggregaten anzutreffen, die Größen zwischen 1 und 10 mm erreichen.

Plagioklas hat, auch innerhalb eines einzelnen Schliffes, sehr unterschiedliche Korngröße; insgesamt schwankt seine Größe zwischen 0,1 und 3 mm. Die Kornform ist zumeist xenomorph-rundlich, nur in Schliff 1425 ist er überwiegend hypidiomorph.

Auffällig ist, daß Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetz vorherrschen, während xxxx Lamellen nach dem Albit-Gesetz seltener sind, häufig auch nicht das gesamte Korn durchziehen. Messungen der Auslöschungsschiefe in der symmetrischen Zone und senkrecht zu den Mittellinien ergaben folgende Werte:  
Schl. 1424: 13, 13, 16, 17, 20, 21, 22, 23, 26 und 29% An: Oligoklas.

Schl. 1425: 0, 1, 2, 5, 5, 5, 6, 6, 6, 7, 7, 7, 7, 8, 9, 10, 11 und 13% An: Albit.

Schl. 1426: 4, 5, 8, 10, 10, 10, 10, 11, 13, 16, 18, 22, 22, 23, 23, 25, 25, 25, 26, 26, 27, 27, 28, 28, 29, 30, 30, 30, 31, 31, und 31 % An: (Albit) und Oligoklas

Schl. 1427: Messungen waren ohne U-Tisch nicht möglich.

Auf die Frage, wieso in diesen Gesteinen zum Teil Albit neben dem noch zu besprechenden Epidot stabil vorliegt, wird weiter unten noch einzugehen sein.

Der Plagioklas führt als Einschlüsse Rutil, Quarz und opake Körner, die alle ein Intern-S markieren können (s.u.), sowie Apatit. Zumeist ist der Plagioklas leicht kataklastisch.

Quarz tritt zumeist gegen Plagioklas etwas zurück. Die xenomorph-rundlichen Körner sind etwas kleiner als Plagioklas, werden jedoch ebenfalls von kataklastischen Sprüngen leicht durchsetzt. Die undulöse Auslöschung ist bald stärker, bald schwächer. Auch der Grad der Verzahnung Quarz/Quarz und Quarz/Plagioklas ist von Schliff zu Schliff sehr unterschiedlich; am geringsten ist er in Schl. 1425.

Epidot ist ein charakteristisches Gemengteil dieser Gesteine. Die zwischen 0,05 und 0,1 mm großen, hypidiomorphen Kristalle sind kurzprismatisch und teils // S gerichtet, teils quer gewachsen. Die meisten Körner sind ungefärbt, mit Interferenzfarben bis zum Rot 1. Ordnung. Nicht selten ist der Epidot auch rotbraun gefärbt, mit verminderter Doppelbrechung, die bis zur Isotropisierung herabgesetzt sein kann, und ruft in Biotit und Chlorit kräftige pleochroitische Höfe hervor: hier liegt Orthit vor, der im Bergleich zu anderen Gesteinen unseres Arbeitsgebietes wesentlich häufiger ist. Der Orthit ist zumeist als Kern innerhalb eines größeren Epidot-Korns zu finden. Bei beiden ist isomorphe Schichtung nicht selten.

Der Opak-Anteil wechselt innerhalb dieser Gesteine in recht weiten Grenzen. Mikroskopische Beobachtungen fehlen noch, da die Anschlüsse noch nicht fertig waren. Es war in den Dünnschliffen nur zu beobachten, daß die opaken Körner nicht selten in S-parallelalen Lagen angereichert sind.

Zuweilen kann noch Rutil auftreten, der sich nicht selten in aus sehr kleinen Körnern bestehenden Lagen angereichert findet, die ohne Rücksicht auf Korngrenzen durch Quarz, Plagioklas und Chlorit hindurchsetzen können.

Apatit ist in bis zu 0,2 mm großen, idiomorphen bis kantengerundeten Körnern zu finden.

Hellglimmer ist nur in Schliff 1425 zu beobachten. Die 0,2 bis 1 mm langen Scheiter sind mäßig // S geregelt. Es ist nicht zu entscheiden, ob es sich um Muscovit oder Bauerit handelt.

Das Gefüge dieser Gneise und Schiefer ist im Dünnschliff sehr unterschiedlich. An den einzelnen Schliffen waren folgende Beobachtungen zu machen:

Schl. 1424: Das Gefüge ist granoblastisch, mit deutlicher Verzahnung Quarz/Quarz und Quarz/Plagioklas. Eingelagerter, nicht umgewandelter Biotit markiert die Schieferung und deren Verbiegung. Der Biotit ist an den Umbiegungsstellen nicht deformiert.

Schl. 1426: Die Verzahnung ist nicht so stark wie bei 1424. Die Schieferung ist schwächer, da der Biotit überwiegend bereits chloritisirt ist und der Chlorit häufig quer zur Schieferung gewachsen ist. Zwei Teilgefügebereiche: ein granoblastischer (Quarz und Plagioklas) und ein lepidoblastischer (Biotit und Chlorit), wobei sich ~~der~~ granoblastische auf linsenförmige Scherkörper konzentriert, die von den Glimmern "umflossen" werden.

Schl. 1425 und 1427: Die Zerscherung dieser Gesteine ist kräftiger als bei 1426. Das granoblastische Teilgefüge ist nicht mehr verzahnt, Plagioklas ist hypidiomorph. Lagig angeordnete Quarz-, Rutil- und opake Körner markieren innerhalb der einzelnen Scherkörper eine Faltung, die glatt durch Albit und Chlorit hindurchsetzt und älter ist als diese Mineralien. Der Biotit ist völlig in Chlorit umgewandelt.

Aus diesen Beobachtungen ergeben sich Hinweise auf folgende Kristallisationsfolge: die Schliffe 1425 und 1427 zeigen, daß Albit neben Epidot und Chlorit stabil vorliegt, eine Paragenese der Grünschieferfazies. Diese stellt jedoch, wie noch auszuführen sein wird, in diesem Gebiet nicht den stärksten Grad der Metamorphose dar (die unter den Bedingungen der Amphibolitfazies stattgefunden hat), sondern zeigt ein diaphthoretisches Stadium an. Albit, Quarz (z.T.) und Chlorit sind also die jüngsten Mineraline in diesen Gesteinen. Quarz war jedoch, wie an dem prä-diaphthoretischen, verfalteten S ersichtlich ist, bereits während der Zeit der stärksten Metamorphose vorhanden und zwar, wie Schl. 1424 zeigt, zusammen mit Biotit und Plagioklas. Dabei hat diese ältere Quarz-Plagioklas-Generation wohl synkinematisches Alter in bezug auf diese erste Metamorphose, da sie in Schl. 1424 noch miteinander verzahnt ist und Quarz undulös auslöscht. Biotit dagegen ist postkinematisch in bezug auf diese Metamorphose gewachsen. Rutil und opake Körner gehören ebenfalls zu dieser ersten Metamorphose plus Deformation, wie ihr in Schl. 1425 und 1427 erhaltenes, verfaltetes Lagengefüge zeigt, das quer durch die diaphthoretischen Mineralien hindurchsetzt.

Man kann somit zusammenfassend sagen, daß Schl. 1424 überhaupt nicht, die Schl. 1425 und 1427 dagegen vollkommen diaphthoretisch umgewandelt worden sind, während Schl. 1426 eine Zwischenstellung einnimmt. Das läßt sich auch an den An-Gehalten der einzelnen Schliffe ablesen (vgl. S. 48): mit steigender diaphthoretischer Umwandlung nimmt der Anteil an Albit zu.

Die erwähnte Zerscherung dieser Gesteine hat ein Alter, das zwischen der Metamorphose und der Diaphthoresel liegt: die Mineralien Chlorit, Quarz (z.T.) und Albit sind nicht mehr davon betroffen, wohl aber das ältere Faltengefüge, das von den Scherkörpern abgeschnitten wird. Schl. 1424 läßt diese Zerscherung völlig vermissen; dies kann so erklärt werden, daß dieses

## Mechanische Mobilität<sup>50</sup> $\rightarrow$ Chloritisierung

Gestein während der Beanspruchung, die zur Zerscherung geführt hat, irgendwie davor geschützt war, vielleicht durch seine Lage im Druckschatten.

Es ist auffallend, daß die Zerscherung und die so weitgehende diaphthoretische Umwandlung in diesem Horizont der Grünstein-serie besonders ausgeprägt ist. Man könnte sich denken, daß hier während eines diaphthoretischen Stadiums die Erzminerale Lösungen geliefert haben, die "katalytisch" auf die diaphthoretische Umwandlung gewirkt und sie stellenweise zum völligen Ablauen gebracht haben. Gleichzeitig wurde die Mobilität dieser Gesteine erhöht, sodaß eine Beanspruchung zur Zerscherung führen konnte, die in den meisten anderen Gesteinen keine Wirkung gehabt hat.

Über die Ausgangsgesteine lassen sich folgende Aussagen machen: Pauschalchemismus und das Vorkommen von reichlich Ti (Rutil) und Ce (Orthit) legen nahe, an überwiegend endogenes Material zu denken (diese Folgerung muß geochemisch noch unterbaut werden). Aus dem Gefüge (Lagenwechsel teils vorhanden, teils fehlend) und der Mächtigkeit, sowie aus Geländebeobachtungen, die zeigen, daß zwischen den einzelnen Gesteinen laterale<sup>x</sup> und vertikale<sup>x</sup> (und damit zeitliche<sup>x</sup>) Verzahnung besteht, geht hervor, daß wir diese Gesteinsserie als ehemalige Folge von (wohl submarinen) Ergüssen und den zugehörigen Tuffen und Tuffiten aufzufassen haben, die jedoch im Unterschied zu den bisher beschriebenen Laven und Tuffen/Tuffiten des oberen Teils der Sjönstaa-Serie und des unteren Teils der Furulund-Serie saureren Chemismus aufweisen (chemische Analysen fehlen noch).

### c. Die Epidot-Hornblende-Schiefer

(Handstück T<sub>43</sub>; R 30280/H 41120)

Wie schon erwähnt, treten in den zuvor beschriebenen Gesteinen zuweilen Epidot-Hornblende-Schiefer auf. In diesen Schiefern sind die Minerale Hornblende und Biotit, in hellen Lagen auch Epidot makroskopisch zu erkennen. Diese hellen Lagen sind mittelkörnig und finden sich ~~xx~~ mit Mächtigkeiten von maximal 1 cm wurmartig verquetscht in dem sonst dunkelgrünen, feinkörnig-ungeregelten Gestein. Die Gesamtmaßigkeit dieser Schiefer liegt zwischen 10 cm und 2 m.

#### Mikroskopische Beschreibung (Dünnschliff 1448)

Hornblende ist zusammen mit Epidot Hauptmineral. Die kurzprismatischen, nicht geregelten Körner erreichen Längen zwischen 0,1 und 1,5 mm und sind kräftig gefärbt mit X = blaßgrün, Y = hellgrün, Z = bläulich grün. Die Auslöschungsschiefe beträgt 26°, 2V ist wenig kleiner als 90°. Die Hornblende ist von hypidiomorpher bis xenomorpher Gestalt und führt Titanit, Quarz, Plagioklas und Epidot als Einschlüsse.

Epidot a) hat sehr unterschiedliche Korngröße: zumeist sind die langprismatischen Körner zwischen 0,1 und 0,4 mm lang, es kommen aber auch bis zu 2 mm große Porphyroblasten vor, die

dann massenhaft Einschlüsse von Hornblende, Titanit, seltener auch von Quarz und Plagioklas führen. Der Epidot a) weist alle Übergänge zwischen idiomorph und xenomorph auf. Isomorphe Schichtung ist sehr schön zu beobachten; dabei hat der Kern zumeist höhere, der Rand niedrigere Doppelbrechung. An zwei Exemplaren konnten je insgesamt 6 Zonen unterschiedlicher Doppelbrechung festgestellt werden. Der Epidot a) ist farblos, doch ist seine Doppelbrechung recht hoch mit anomal leuchtenden Farben der zweiten Ordnung, die bis zum Grün gehen. Epidot ist in den bereits beschriebenen hellen Lagen angereichert. Zuweilen findet sich im Kern ein kleiner Orthit-Einschluß.

Plagioklas tritt gegen Hornblende und Epidot a) weit zurück. Nur selten sind undeutliche Zwillingsslamellen nach dem Albit-Gesetz zu beobachten, die jedoch keine Messungen der Auslöschungsschiefe zuließen. Nach der Lichtbrechung gegen Quarz und gegen das Einbettungsmittel zu urteilen, liegt Andesin vor. Verschwommener Zonarbau ist häufig zu beobachten. Der Plagioklas kann im Kern zuweilen leicht serizitiert sein. Einschlüsse sind Titanit und orientiert eingewachsener Epidot b), der nach seinen optischen Eigenschaften als Klinozoisit angesprochen werden muß. Die xenomorphen Plagioklas-Körner haben Größen zwischen 0,05 und 0,2 mm.

Quarz ist durchwegs etwas größer als Plagioklas und zusammen mit diesem in einzelnen Nestern angereichert, die Größen zwischen 2 und 3 mm erreichen. Diese Nester bestehen entweder aus sehr vielen kleinen, kräftig verzahnten, oder aus wenigen, schwach oder nicht verzahnten Körnern.

Biotit ist in diesem Schiefer ziemlich selten. Die gelbbraun gefärbten Scheiter sind z.T. verbogen und überwiegend in einen deutlich gefärbten Chlorit umgewandelt, der mäßigen Pleochroismus und normale Interferenzfarben (Grau 1. Ordnung) zeigt. Einschlüsse in beiden Glimmern sind seltene Titanit-Körner.

Titanit findet sich in einzelnen, kleinen, hypidiomorphen bis idiomorphen Körnern.

Auf Zwickeln finden sich unregelmäßige, im auffallenden Licht milchig-weiß reflektierende Massen, bei denen es sich möglicherweise um Leukoxen handelt.

Das mikroskopische Gefüge ist überwiegend nematoblastisch, mit nesterförmigen Teilbereichen, die ein granoblastisches Gefüge zeigen (Quarz und Plagioklas). Die Heteroblastie ist deutlich: große Epidot- und seltener auch Hornblende-Porphyrblasten durchwachsen eine feinkörnige "Grundmasse" von Quarz, Plagioklas und Hornblende. Innerhalb einzelner Partien ist eine gewisse Gefügeregelung zu beobachten; verschiedene Partien haben jedoch unterschiedlich gerichtete Regelung.

Zur Kristallisationsfolge: Quarz und Plagioklas sind, wie ihr teilweise verzahntes Gefüge beweist, zu einem Teil noch von Bewegungen deformiert worden: syn- bis postkinematisch. Hornblende zeigt keine Beanspruchung mehr, ebenso Epidot, der jedoch mit seinem Wachstum die Hornblende noch überdauert hat, da er diese umwächst; beide Mineralien sind postkinematisch gewachsen. Diaphthoretisch ist Epidot b) in Plagioklas gewachsen.

Zur Frage nach dem Ausgangsgestein: Pauschlachemismus und Ti-Gehalt können auf endogenes Material hindeuten. Der allerdings überwiegend verquetschte Lagenwechsel lässt auf einen Tuff oder Tuffit schließen.

d. Der Pyrit führende Epidot-Amphibolit

(Handstück T<sub>27</sub>; R 26450/H 44000)

Wie schon erwähnt, fehlt im westlichen Teil des Kartierungsgebietes die erzführende Grünsteinserie. Als Äquivalent tritt dort in demselben stratigraphischen Horizont zuweilen ein geringmächtiger Pyrit führender Epidot-Amphibolit auf. Die Mineralien Pyrit, Hornblende und Feldspat sowie auf Klüften Brauneisen sind bereits makroskopisch zu erkennen. Das Gefüge ist massig, wobei die Randpartien dieses Gesteins durch die Regelung der Hornblende eine mäßige bis gute Schieferung aufweisen, die zentralen Partien dagegen mehr oder weniger ungeregeltes Gefüge zeigen. Stellenweise lässt sich leichte Feinfältelung beobachten. Der Pyrit findet sich in bis zu 3 mm großen, hypidiomorphen Kristallen, die von einem bis zu 5 mm großen Hof umgeben sind, in denen Hornblende fehlt, Feldspat dagegen angereichert ist.

Mikroskopische Beschreibung (Dünnschliff 1423)

Hauptmineral ist Hornblende. Die langprismatischen, zwischen 0,1 und 0,5 mm langen, 0,05 bis 0,2 mm dicken Individuen sind von hypidiomorpher bis xenomorpher Gestalt. Die Färbung ist kräftig: X = hellgrün, Y = olivgrün, Z = blaugrün. Die Aulösungsschiefe beträgt 25°, 2V ist deutlich kleiner als 90°. Zwillinge nach (100) sind nur selten zu beobachten. Einschlüsse von Rutil, Titanit, opaken Körnern und Plagioklas sind ebenfalls nicht häufig.

Plagioklas wird im Durchschnitt etwa 0,05 mm groß. Die xenomorphe-rundlichen Kristalle sind im Gestein fleckenhaft angereichert, wobei die einzelnen Aggregate ein schwach bis nicht verzahntes, granoblastisches Gefüge zeigen. Zwillinglamellen finden sich vor allem nach dem Albit-Gesetz, seltener auch nach dem Periklin-Gesetz, erfassen aber häufig nicht das gesamte Korn; sie sind zum Teil verbogen. Aus Messungen der Aulösungsschiefe in der symmetrischen Zone ergaben sich folgende Werte: 23, 24, 25, 27, 28, 28, 28, 29, 29, 29, 30, 31 und 32% An. Zuweilen ist schwacher Zonarbau zu erkennen, wobei innen die höheren An-Gehalte liegen.

Über die opaken Mineralien kann, da der Anschliff noch fehlt, noch nichts ausgesagt werden. Es dürfte überwiegend Pyrit vorliegen.

Titanit tritt in einzelnen Aggregaten auf, die sich aus zu- meist unter 0,05 mm großen, hypidiomorphen Körnern zusam- setzen. Außerdem findet sich Titanit als Saum um opake Mine- ralien (Ilmenit?).

Apatit ist im Gegensatz zu den meisten anderen beschriebenen Gesteinen ziemlich häufig. Er findet sich in zwischen 0,05 und 0,1 mm großen Individuen, die idiomorphe bis kantengerundete Kornform haben.

Epidot liegt in zwischen 0,05 und 0,5 mm großen, xenomorphen Körnern vor, von denen die größeren Plagioklas poikiloblastisch umwachsen können. Zuweilen ist isomorphe Schichtung zu beobach- ten. Die Farbe ist nicht selten zitronengelb, die Doppelbre- chung so hoch, daß anomal leuchtende Interferenzfarben der 2. Ordnung resultieren. Damit ist der Epidot als Pistazit gekenn- zeichnet. Zuweilen ist der Pistazit mit Orthit verwachsen, der an der braunen Eigenfarbe und an der herabgesetzten Doppel- brechung zu erkennen ist.

Rutil ist in seltenen, um 0,05 mm großen, xenomorphen Körnern zu finden, die bräunlich gelb gefärbt sind.

Das Gefüge läßt sich in zwei Teilgefügebereiche auflösen: die Hornblende bildet ein nematoblastisches, Plagioklas und Epidot bilden ein granoblastisches Teilgefüge. Auffallend sind einzelne, zwischen 1 und 5 mm große Plagioklas-Epidot-Nester, in deren Kern sich häufig Pyrit-Porphyrblasten finden (Erklärung?) Die Gefügeregelung ist im Schliff, der aus den Randpartien dieses Gesteins stammt, gut. Stellenweise läßt sich an der Um- biegung der Hornblenden eine leichte Feinfältelung ablesen.

Kristallisationsfolge: Plagioklas ist, wegen zuweilen sicht- barer Verzahnung und gelegentlicher Umbiegung der Zwilling- lamellen, zum kleineren Teil syn-, zum größeren Teil postkine- matische gewachsen. Etwas jünger, und zwar postkinematisch, sind Epidot und Hornblende, die beide den Plagioklas in gerin- gem Maße umwachsen; Hornblende zeigt ihr postkinematisches Alter außerdem noch dadurch, daß sie an den Umbiegsstellen der Fältelung nicht deformiert ist. Über die Einordnung der opaken Mineralien in die Kristallisationsfolge kann noch nichts gesagt werden.

Als Ausgangsgestein kommt auf Grund des Pauschalchemismus und des hohen Ti-Gehaltes wiederum ein magmatisches Gestein oder ein Tuff/Tuffit in Frage, wobei der fehlende Lagenwechsel eher für ein Intrusiv/Effusiv spricht.

#### 4.23 Überlegungen zur Genese der Erzvorkommen

Genetische Aussagen sind noch nicht möglich. Es müßten vor allem folgende Untersuchungen noch durchgeführt werden: Spurenelement- untersuchungen im Erz und in den Nebengesteinen, was vielleicht eine endgültige Aussage über die verschiednene Nebengesteine zu- lassen würde. Dazu kommen chemische Vollanalysen.

Immerhin ist die konkordante Lagerung der verschiedenen Derberzlagen und der erzführenden Grünsteinserie schon ein wichtiger Hinweis.

Wenn man eine syngenetische Deutung (ohne daß sie einstweilen zu beweisen ist) gelten lassen will, dann fällt auf, daß das Erz sowohl in den vermutlich erzbringenden Gesteinen (erzführende Grünsteinserie) als auch in ehemaligen Sedimenten liegt, die mit großer Wahrscheinlichkeit keinerlei endogenes Material enthalten (phyllitische Hellglimmer-Schiefer; die Frage nach dem Ausgangsgestein des für die Vererzung des unteren Teils der Furulund-Serie so charakteristischen Erz führenden Chlorit-Quarz-Granat-Gneises muß zunächst offen bleiben (vgl. S.41/42)).

Man müßte dann annehmen, daß die Erzlösungen weiter verdriftet worden sind als die zugehörigen Laven und Tuffe. Metamorphe Wanderungen können dafür wohl nicht verantwortlich gemacht werden, da sie sich auch in vertikaler Dispergierung der Erzmineralien ausgewirkt haben müßten.

Zu Klären wäre auch noch, inwieweit das Verhältnis Magnetkies/Pyrit durch metamorphe oder durch prämetamorphe Vorgänge festgelegt ist.

Nähere Aussagen sind ohne Anschliff-Untersuchungen noch nicht möglich.

## 5 Baldoaivve-Serie

Die Grenze zwischen oberem Teil der Furulund-Serie und der Baldoaivve-Serie ist scharf: der hangende Graphit-Glimmer-Quarzit als oberste Gesteinslage der Furulund-Serie grenzt scharf an Kalkglimmerschiefer, die die Baldoaivve-Serie überwiegend aufbauen. Charakteristisch sind für die Baldoaivve-Serie zwischen 0,5 und 10 m mächtige Kalksilikat-Schiefer, die den Kalkglimmerschiefern konkordant eingelagert sind; diese Gesteine fehlen den anderen Serien. Untergeordnet finden sich Biotit-Mikroklin-Plagioklas-Gneise und Biotit-Epidot-Hornblende-Schiefergneise.

Als Beeinflussungen des "Baldoaivve-Granits", der nordöstlich unseres Kartierungsgebietes im Bereich der Berge Skuortacokka und Aviloncokka ansteht, können gewisse, vermutlich metasomatische Veränderungen in den Gesteinen der Baldoaivve-Serie aufge-

faßt werden, die weiter unten beschrieben werden (vgl. Punkt 5.4)

Die bisher beschriebenen Gesteine treten im Osten des Kartierungsgebietes auf. Im Westen dagegen findet sich im Hangenden der Furulund-Serie eine Gesteinsfolge, die z.T. erhebliche Unterschiede zu den im Osten anstehenden Gesteinen aufweist: es folgen auf den hangenden Graphit-Glimmer-Quarzit zunächst wenige Meter mächtige Kalkglimmerschiefer, die in der Karte wegen ihrer geringen Mächtigkeit aber nicht dargestellt werden konnten. Dann folgt jedoch ein etwa 200 m mächtiges Paket von Biotit-Granat-Oligoklas-Mikroklin-Gneisen, in die, wiederum S-konkordant, Kalksilikat-Schiefer eingeschaltet sind, die jedoch eine abweichende Paragenese gegenüber den Kalksilikat-Schiefern im Osten haben. Darüber folgt ander Grönliheia ein mindestens 200 m mächtiger Magnetkies führender Biotit-Andesin-Amphibolit, für den es im Osten kein Äquivalent gibt.

Obgleich im Westen und im Osten des Kartierungsgebietes also verschiedenartige Gesteinsfolgen das Hangende der Furulund-Serie bilden, so gibt es doch Anhaltspunkte dafür, daß beide sich stratigraphisch derselben Einheit, nämlich der Baldoaivve-Serie zuordnen lassen (vgl. Punkt 5.3).

Es soll nun in Punkt 5.1 zunächst die petrographische Beschreibung der Gesteine der Baldoaivve-Serie im Osten, in Punkt 5.2 dann die der Gesteine der Baldoaivve-Serie im Westen gebracht werden. Punkt 5.3 wird die beiden verschiedenen Gesteinsfolgen miteinander vergleichen.

In Punkt 5.4 werden die Auswirkungen des "Baldoaivve-Granits" kurz gestreift, soweit sie in unserem Kartierungsgebiet zu beobachten waren.

### 5.1 Im Osten des Gebietes

#### Gesteinsbeschreibungen

##### a. Die Kalkglimmerschiefer

Die Baldoaivve-Serie baut sich im Osten des Gebietes überwiegend aus Kalkglimmerschiefern auf.

Handstück und Schliff fehlen.

b. Die Kalksilikat-Schiefer

(Handstücke T<sub>22</sub>; R 32070/H 34920 und T<sub>34</sub>; R 31300/H 40150)

Ein mengenmäßig zurücktretender, aber überaus charakteristischer Bestandteil der Gesteinsfolge der Baldoaivve-Serie sind zwischen 0,5 und 10 m mächtige Lagen von Kalksilikat-Schiefern, die den Kalkglimmerschiefern konkordant eingelagert sind.

Diese immer sehr feinkörnigen, nur schwach geschieferten, nicht selten aber gebänderten Gesteine haben eine hellgrünlische Farbe und lassen makroskopisch die Mineralien Pyroxen, Hornblende, Biotit, Feldspat und Quarz erkennen. Die Bänderung wird durch den Wechsel von mm- bis cm-dicken hellen und dunklen Lagen hervorgerufen. Zuweilen können konkordante Quarz-Feldspat-Mobilisierungen beobachtet werden.

Mikroskopische Beschreibung (Dünnschliffe 1428 und 1431)

Der Mineralbestand ist in beiden Schliffen annährend derselbe, doch ist der Anteil der einzelnen Gemengteile verschieden hoch.

Epidot ist in Schl. 1428 vorherrschendes Mineral und auch in Schl. 1431 sehr häufig. Die zwischen 0,1 und 0,4 mm großen, xenomorphen bis hypidiomorphen Körner sind überwiegend kurzprismatisch und mäßig // S gestreckt. Es liegt Klinozoisit vor, der durch fehlende Farbe und anomal blaue Interferenzfarben gekennzeichnet ist. Zwillinge sind selten zu beobachten. Der Klinozoisit kann in einzelnen Lagen stark angereichert sein. Im Kern einiger Klinozoisit-Körner finden sich viel kleinere, durch ihre braune Farbe als Orthit charakterisierte Körner, die nicht selten isotropisiert sind.

Mikroklin ist in Schl. 1428 sehr häufig mit Größen zwischen 0,1 und 3 mm, in Schl. 1431 dagegen nur untergeordnet mit Größen zwischen 0,1 und 0,3 mm zu finden. Die Kornform ist in beiden Fällen xenomorph, bei 1428 rundlich, bei 1431 schwach // S gestreckt. Die größeren Individuen bilden in Schl. 1428 stellenweise das Grundgewebe, verdrängen Biotit und Quarz und führen Reste von Quarz sowie Hornblende, Epidot und Titanit als Einschlüsse. Die Gitterlamellierung ist sehr deutlich. Ein größeres Korn setzt sich häufig aus leicht gegeneinander verschobenen Teilkörnern zusammen (Bild?). Perthite fehlen. Auch der Mikroklin kann lagenweise angereichert sein.

Quarz ist in Schl. 1431 Hauptmineral, tritt aber in Schl. 1428 gegenüber den vorher genannten Gemengteilen zurück. Die um 0,1 mm großen Körner sind zumeist von xenomorph-rundlicher Gestalt und erscheinen nur selten leicht // S gestreckt. Der Quarz löst leicht undlös aus und ist schwach verzahnt.

Dieselbe Kornform und -größe wie Quarz hat Plagioklas. Er ist in Schl. 1431 recht häufig, tritt dagegen in Schl. 1428 zurück. Messungen der Auslöschungsschiefe in der symmetrischen Zonen ergaben die Werte: 30, 30, 31, 32, 34, 34, 35, 37, 37 und 38% An; es liegt also saurer Andesin vor. Zwillingslamellen

nach dem Albit-Gesetz sind häufig, solche nach dem Periklin-Gesetz seltener. Dabei fällt in Schl. 1431 auf, daß die Verwachsungsebenen überwiegend parallel oder senkrecht S angeordnet sind. Entkalkungssäume sind häufig zu beobachten.

Der Anteil der Hornblende verhält sich umgekehrt zum Anteil des Pyroxens: in Schl. 1428 ist sie seltener, in Schl. 1431 häufiger als Pyroxen. Die Färbung ist in beiden Fällen schwach: X = farblos, Y = blaßgrün, Z = schwach olivgrün. Die Auslöschungsschiefe liegt bei  $25^\circ$ . Die zwischen 0,2 und 0,6 mm langen, hypidiomorphen Körner sind überwiegend gut // S geregelt. Als Einschlüsse finden sich vor allem kleine Quarzkörner, die poikiloblastisch umwachsen werden, sowie Zirkon und Epidot, um die herum pleochroitische Höfe mit Verstärkung der Farbe und der Doppelbrechung zu beobachten sind. Hornblende verdrängt Biotit, dagegen sind Verdrängungen Hornblende/Pyroxen oder umgekehrt nicht eindeutig festzustellen: beide Mineralien scheinen miteinander zu koexistieren.

Pyroxen liegt in 0,05 bis 1 mm großen, farblosen Körnern vor, die hypidiomorphe Kornform haben und mäßig // S geregelt sind, z.T. aber auch quer zur Schieferung liegen. Die größeren Körner umwachsen poikiloblastisch vor allem Quarz. Die Auslöschungsschiefe ist größer als  $40^\circ$ , 2V wesentlich kleiner als  $90^\circ$  (genaue Werte erst mit dem U-Tisch). Farblosigkeit, Auslöschungsschiefe und Achsenwinkel sprechen für Diopsid.

Biotit ist in beiden Schliffen Nebengemengteil, kann aber in Schl. 1428 lagenweise angereichert sein. Die kräftig gelbbraun gefärbten Scheiter sind z.T. mäßig // S geregelt und werden von Hornblende verdrängt. Stellenweise ist beginnende Umwandlung in Pennin zu beobachten. Pleochroitische Höfe um Zirkon-Mikrolithe sind selten.

In Schl. 1431 ist Karbonat recht häufig, fehlt jedoch in Schl. 1428. Die zwischen 0,2 und 0,5 mm großen, xenomorphen Körner zeigen nur selten Gleitzwillingslamellen. Sie sind in einzelnen Lagen angereichert. Z.T. dürfte das Karbonat wohl ein Produkt der erwähnten Plagioklas-Entkalkung sein; ob auch primäres Karbonat vorliegt, kann nicht mit Sicherheit entschieden werden. Außerdem finden sich in Schl. 1431 sehr kleine Karbonat-Einschlüsse im Quarz, zuweilen auch im Plagioklas.

Titanit ist in beiden Schliffen vertreten: zwischen 0,05 und 0,2 mm große, hypidiomorphe Körner sind lagenweise angereichert. Zuweilen sind Zwillinge zu beobachten.

Zirkon ist nur in Schl. 1431 vorhanden, Apatit kommt in beiden Schliffen in untergeordneten Mengen vor.

Das mikroskopische Gefüge ist granoblastisch. Durch die Regelung der Hornblenden, Pyroxene und Biotite wird die nicht sehr ausgeprägte Schieferung markiert. Schl. 1431 ist durch größere Hornblende-Porphyrblasten heteroblastisch. Der schon erwähnte Lagenwechsel ist bei Schl. 1428 nicht sehr ausgeprägt und wird durch die lagenweise Anreicherung von Biotit hervorgerufen. Bei Schl. 1431 ist der Materialwechsel dagegen sehr viel deutlicher: Quarz-Karbonat-Lagen wechseln mit quarzarmen Titanit-Epidot-Karbonat- und Hornblende-Epidot-Quarz-Plagioklas-Lagen. Auch die Verteilung von Plagioklas und Mikroklin ist lagig. Die makroskopisch dunklen Lagen sind reich an Hornblende. Dieser

Lagen- und Materialwechsel ist so ausgeprägt, daß es sich vermutlich um sedimentäre Materialunterschiede handelt. Metamorph entstandener Lagenwechsel liegt in dünnen, S-parallelen Quarz-Mikroklin-Albit-Ausschwitzungen vor.

*deutsch!*

Kristallisationsfolge: Die erwähnten Mobilisationen haben, da ihre Quarze kräftig // S gestreckt sind, prä- bis synkinematisches Alter. In den Schiefern selbst könnte ein Teil des Karbonats prämetamorphes Alter haben. Mikroklin (teilweise gestreckt und mit verheilten Intern-Individuen), Plagioklas (z.T. verzahnt) und Quarz (ebenfalls z.T. verzahnt und schwach undulös auslöschen) sind zumindest teilweise noch leicht deformiert und haben syn- bis postkinematisches Alter. Dabei ist Mikroklin auch noch gewachsen, als der nicht deformierte Biotit, den er verdrängt. Ebenso wie der Biotit zeigen auch Hornblende und Pyroxen keine Zeichen einer Deformation: postkinematisches Wachstum. Wesentlich jünger, wohl diaphthoretisch, sind die Entkalkung der Plagioklase und die Chloritisierung der Biotite.

Als Ausgangsgesteine haben vermutlich z.T. gebänderte, dolomatische Mergel mit unterschiedlichem Quarzsand-Anteil vorgelegen.

### c. Der Biotit-Mikroklin-Plagioklas-Gneis

(Handstück T<sub>32</sub>; R 31620/H 40270)

Dieses massive Gestein lässt makroskopisch die Mineralien Feldspat und Biotit erkennen. Das Gefüge ist gekennzeichnet durch bis zu 2 mm großen Feldspat-Augen, die von Biotit "umflossen" werden. Im dm-Bereich ist ein Wechsel von dunkleren, biotitreichen Lagen von Augengneis mit helleren, biotitärmeren von Schiefergneis zu beobachten. Die Gefügeregelung ist gut.

#### Mikroskopische Beschreibung (Dünnschliff 1429)

Häufigstes Mineral ist Plagioklas. Die zwischen 0,2 und 2 mm großen, xenomorphen Körner haben (aus der Auslöschungsschiefe in der symmetrischen Zone) folgende Werte: 23, 23, 23, 23, 23, 23, 23, 24, 24, 25, 27, 27 und 30% An. Der Plagioklas ist fast immer undeutlich zonar gebaut, wobei der Kern An-reicher, der Rand An-ärmer ist. Die häufig kataklastischen Individuen zeigen Zwillingslamellen nach Albit-, Periklin- und Karlsbader Gesetz. Nicht selten sind Körner zu beobachten, in denen zwei oder auch aller drei dieser Gesetze verwirklicht sind. Als Einschlüsse finden sich kleine, idiomorphe Epidot-Kristalle, die z.T. orientiert eingewachsen sind, sowie Biotit, der als Verdrängungsrest aufzufassen ist und offenbar von dem jeweiligen Plagioklas-Korn nicht völlig "verdaut" wurde. An der Grenze zu Mikroklin ist der Plagioklas zuweilen myrmekitisch mit Quarz verwachsen; es ist jedoch nicht zu entscheiden, ob der Plagioklas den Mikroklin verdrängt oder ob es sich umgekehrt verhält.

Mikroklin ist nicht so häufig wie Plagioklas. Die 0,1 bis 1 mm großen, xenomorphen Körner erscheinen mitunter leicht // S gestreckt. Die Gitterlamellierung ist klar und deutlich. Auch Mikroklin wird nicht selten von kataklastischen Sprüngen durchsetzt, die einen dünnen Brauneisenbelag aufweisen können.

Quarz tritt gegen Plagioklas und Mikroklin zurück. Die zwischen 0,2 und 0,5 mm großen, nicht selten ebenfalls kataklastischen Körner löschen leicht undulös aus und verdrängen Biotit.

Biotit ist kräftig gelbbraun gefärbt, mit leichtem Stich nach oliv. Er wird von Plagioklas und Quarz verdrängt. Um kleine Zirkon-Einschlüsse, die von hypidiomorpher bis idiomorpher Gestalt sind, haben sich pleochroitische Höfe gebildet, in denen die Farbe nach schwarzbraun verstärkt ist. Der Biotit ist überwiegend gut // S geregelt und nicht deformiert. Selten finden sich auch Querbiotite.

Epidot ist in diesem Gestein nicht selten. Die vollkommen farblosen Körner haben anomale Interferenzfarben bis zum Gelb 1. Ordnung: Klinzoisit. Der Epidot kommt in zwei Generationen vor:  
a) in 0,1 bis 0,2 mm großen, xenomorphen Porphyroblasten, die poikiloblastisch Quarz, Biotit, Zirkon und Titanit umwachsen und vorzüglich // S geregelt sind. Im Kern findet sich in vielen Fällen ein 0,05 bis 0,2 mm großer Orthit, der an seiner braunen Farbe und an der Isotropisierung kenntlich ist.  
b) diaphthoretisch in zumeist idiomorphen, seltener auch hypidiomorphen, meist langprismatischen, zwischen 0,05 und 0,3 mm großen Nadeln, die häufig orientiert im Plagioklas eingelagert sind. Diesem Epidot fehlen Einschlüsse.

Im Gegensatz zu den meisten bisher beschriebenen Gesteinen führt der Biotit-Mikroklin-Plagioklas-Gneis Turmalin, dessen sehr kräftig gefärbte (E = blaugrau bis bräunlich oliv, O = dunkel olivbraun), bis 2 mm langen Kristalle poikiloblastisch Quarz und Zirkon umwachsen und sehr gut in S eingeregelt sind. Der Turmalin ist von langprismatischem Habitus, die Kornform ist hypidiomorph.

Titanit ist in einzelnen, 0,1 bis 0,2 mm großen, hypidiomorphen Körnern zu finden.

Das mikroskopische Gefüge ist granoblastisch mit mäßiger Verzahnung der hellen Gemengteile. Durch die gut geregelten Biotite und Epidote a) wird die Schieferung markiert. Stellenweise ist Heteroblastie zu erkennen: um größere Plagioklas-Augen gruppiert sich, besonders in den Zwickeln neben den Augen, ein feinkörniges Aggregat von Quarz, Mikroklin und Plagioklas. Das gesamte Gebilde wird von Biotit "umflossen" (Bild?). Ein makroskopisch einheitlich erscheinendes Auge kann sich aus zwei oder drei Plagioklas-Körnern zusammensetzen.

Kristallisationsfolge: Quarz ist Durchläufer, der sowohl noch von der Deformation erfaßt wurde (undulöse Auslösung), andererseits aber auch noch Biotit verdrängt, der wegen fehlender Deformation und seines Wachstums quer zur Schieferung postkinematisches Alter hat. Etwa gleichalt mit Quarz sind die beiden Feldspäte. Auch für Epidot a) finden sich keine Hinweise auf ein wesentlich früheres oder späteres Wachstum. Dagegen ist Epidot b) einer jüngeren, diaphthoretischen Phase zuzuordnen. Turmalin ist ebenfalls authigen bei der Regionalmetamorphose

gebildet worden, da auch er alle Zeichen eines Porphyroblasten zeigt. Inwieweit die beschriebene Kataklase, die vor allem die hellen Gemengteile erfaßt hat, von der Hauptdeformation abzutrennen und einer eigenen Deformationsphase zuzuordnen ist, läßt sich nicht mit Sicherheit sagen.

Als Ausgangsgestein kommt wegen des Ca-, K- und Na-Gehaltes ein Mergelton in Frage.

#### d. Der Biotit-Epidot-Hornblende-Schiefergneis

(Handstück T<sub>33</sub>; R 31620/H 40270)

Bei diesem Gestein sind die Mineralien Hornblende, Biotit und Feldspat, in konkordanten Ausschwitzungen auch Quarz makroskopisch zu erkennen. Das Gefüge ist schiefrig bis flaserig, der Habitus massig. Die Komponenten sind mittelkörnig.

#### Mikroskopische Beschreibung (Dünnschliff 1430)

Vorherrschendes Mineral ist Hornblende. Die schwach gefärbten (X = farblos, Y = schwach gelblich grün, Z = schwach bläulich grün) Körner erreichen Größen zwischen 0,3 und 1mm. Die Kornform ist xenomorph. Die Auslöschungsschiefe beträgt ca.  $25^{\circ}$ ,  $2V$  ist (konoskopische Beobachtung) wenig kleiner als  $90^{\circ}$ . Die Hornblende verdrängt Biotit und umwächst pokiloblastisch Titanit und Plagioklas. Sie ist z.T. gut // S geregelt und damit für die Schieferung des Gesteins verantwortlich, es sind aber nicht selten auch Querindividuen zu beobachten. Um seltene Zirkon-Einschlüsse herum finden sich pleochroitische Höfe, in denen Farbe und Doppelbrechung verstärkt sind.

Epidot ist in zwei Generationen zu finden:

a) Zwischen 0,2 und 2 mm große, hypidiomorphe bis xenomorphe, kurzprismatische Epidot-Körner sind ~~xx~~ authigener Bestandteil dieses Gesteins, da sie pokiloblastisch Titanit und Biotit umwachsen und überwiegend gut // S geregelt sind, wenn man von einigen Querepidoten absieht. Fehlende Färbung spricht für Klinzoisit, die Doppelbrechung (maximal bis zum Rot 1. Ordnung) ist jedoch für Klinzoisit schon recht hoch. Zuweilen finden sich im Kern kleine Orthit-Einschlüsse, die durch ihre Braufärbung und mehr oder weniger fortgeschrittene Isotropisierung ausgezeichnet sind. Zwillinge sind nur selten zu beobachten. Fast immer ist eine Absonderung der Epidot-Körner quer zur Säulenachse feststellbar.

b) Unter 0,1 mm breite, bis 0,5 mm lange, also langprismatische, idiomorphe Epidot-Nadeln finden sich als Einschluß in größeren Plagioklas-Körnern und sind das Ergebnis einer diaphthoretischen Saussuritisierung.

Plagioklas erreicht Größen zwischen 0,1 und 0,3 mm. Die xenomorph-rundlichen Körner sind immer verschwommen, zuweilen auch scharf zonar gebaut. Zwillingslamellen sind leider nur selten zu beobachten, sodaß noch keine An-Bestimmungen möglich waren. Entsprechend fehlen auch Aussagen über die Art des Zonarbaus. Aus dem Vergleich der Lichtbrechung gegen Quarz ergab sich jedoch, daß es sich vermutlich um Oligoklas handelt. Zumeist ist

der Plagioklas klar und nicht umgewandelt; zuweilen findet sich aber orientiert eingewachsener, diaphthoretischer Epidot oder leichte Serizitisierung.

Die zwischen 0,5 und 2 mm langen Scheiter des Biotit sind überwiegend schlecht geregelt, es finden sich auffallend viele Querbiotite. Die Farbe ist gelbbraun. Um seltene Zirkon-Einschlüsse kräftige pleochroitische Höfe. Biotit wird von Hornblende und Hellglimmer verdrängt (Bauerit). Dabei bleibt jedoch, wie meist wohl tyoisch für Bauerit, 2V nicht nahe 0°, sondern wird deutlich höher (was aber noch unter dem U-Tisch genau eingemessen werden muß). Daraus ergibt sich die Folgerung, daß der Bauerit nicht als eine durch die Verwitterung hervorgerufene Entfärbung des Biotits unter Oberflächenbedingungen anzusehen ist, sondern daß er das Ergebnis eines diaphthoretischen Stadiums ist, indem sich die kristallographischen Eigenschaften des Hellglimmers gegen die des verdrängten Biotits durchzusetzen vermochten.

Mikroklin ist seltener als die Glimmer. Nur zuweilen finden sich einige etwa 0,1 mm große Körner, die durch ihre Gitterlammierung gut charakterisiert sind. Es ist nicht zu entscheiden, ob sich die beiden Feldspäte gegenseitig verdrängt, und wenn, wer wen verdrängt.

Titanit findet sich nicht selten in 0,05 bis 0,3 mm großen, hypidiomorphen Körner, die meist xx zu Aggregaten von bis zu 1 mm Größe zusammengeschlossen sind.

Das Gefüge ist im Dünnenschliff heteroblastisch: größere Hornblender- und Epidot-Porphyrhoblasten, die stellenweise eine nematoblastische Teilgefüge bilden, liegen in einer feinerkörnigen, hellen Grundmasse aus Plagioklas, der ein kräftig verzahntes, granoblastisches (Teil-) Gefüge bildet. Biotit, Hornblende und Epidot markieren mit ihrer Regelung die nicht sehr ausgeprägte Schieferung. Ein Lagenwechsel wird nur durch die konkordante Einschaltung von Quarz-Plagioklas-Mobilisierungen erreicht, ist also metamorph Ursprungs.

Zur Kristallisationsfolge: Die Quarz-Plagioklas-Mobilisate sind die ältesten metamorphen Bildungen, die, wie ihr kräftig verzahntes Gefüge zeigt, noch deformiert worden sind. Epidot a), Hornblende und Biotit sind überwiegend postkinematisch gewachsen, was besonders bei Hornblende und Biotit durch das häufige Auftreten von Querindividuen belegt ist. Diaphthoretischer Entstehung sind Hellglimmer, Epidot b) und Serizit.

Als Ausgangsgestein kann nach dem Gesamtchemismus und dem ziemlich hohen Ti-Gehalt im wesentlichen endogenes Material angesehen werden, wobei der fehlende primäre Lagenwechsel auf einen intrusiven oder effusiven Magmatit hindeutet.

## 5.2 Im Westen des Gebietes

### Gesteinsbeschreibungen

a. Die Kalkglimmerschiefer

Kalkglimmerschiefer treten im Westen nur noch in einer etwa 20 m mächtigen Lage über dem hangenden Graphit-Glimmer-Quarzit des oberen Teils der Furulund-Serie auf.

Handstück und Schliff fehlen.

b. Die Biotit-Granat-Oligoklas-Mikroklin-Gneise

(Handstück R<sub>5</sub>; R 24440/H 42310)

Diese mittel- bis grobkörnigen Gesteine, die mengenmäßig im Westen etwa dieselbe Rolle wie die Kalkglimmerschiefer im Osten spielen, sind massig, sondern bankig ab und sind wegen ihres geringen Biotit-Gehaltes nur mäßig bis schwach geschiebert. Makroskopisch können die Mineralien Granat, Biotit und Feldspat erkannt werden.

Mikroskopische Beschreibung (Dünnschliff 1435)

Hauptmineral ist Mikroklin, dessen 0,2 bis 1,5 mm große, xenomorph-rundliche Körner kräftige Gitterlamellierung zeigen. Er enthaelt sehr kleine, dünne Perthit-Spindeln. Einschlüsse von Quarz und Plagioklas sind selten. Stellenweise ist leichte Serizitisierung zu beobachten.

Plagioklas ist längst nicht so häufig wie Mikroklin, entspricht ihm aber in Kornform und -größe. An der Grenze zum Kalifeldspat finden sich nicht selten myrmekitische Verwachsungen mit Quarz; es ist jedoch nicht zu entscheiden, welcher Feldspat den anderen verdrängt, oder ob überhaupt Verdrängungen stattgefunden haben. Aus Messungen der Auslöschungsschiefe in der symmetrischen Zone ergaben sich die Werte: 21, 22, 23, 23, 23, 24, 24, 24, 25, 26, 26, 27, 28, 30, 30, 31 und 33% An. Entkalkungsäume sind nicht selten, im Schliff konnte aber kein Karbonat beobachtet werden.

Granat ist etwa ebenso häufig wie Plagioklas. Die zumeist farblosen, selten auch blaß rötlich gefärbten Körner haben Größen von 1 bis 5 mm und sind von xenomorpher Gestalt. Einschlüsse sind Quarz, Biotit, Apatit und Orthit, der häufig im Kern eines Granat-Korns sitzt und von dem aus konzentrische Sprünge in den Granat hineinsetzen (Bild?). Randliche Umwandlung in Chlorit ist nicht selten.

Der Biotit ist überwiegend gut // S geregt. Die kräftig olivbraun gefärbten Scheiter werden von Plagioklas und Mikroklin verdrängt, wobei Titanit freigeworden ist, der sich in sehr kleinen, hypidiomorphen bis xenomorphen Körnern auf Korngrenzen rund um den verdrängten Biotit findet. Um Zirkon- und Orthit-Einschlüsse sind im Biotit pleochroitische Höfe zu beobachten. In den nur selten leicht geknitterten Individuen ist zweilen beginnende Chloritisierung zu finden.

Quarz ist seltener als Biotit. Er tritt überwiegend als Einschluß im Granat auf. Nur selten sind einzelne, um 0,2 mm große, xenomorphe Körner im übrigen Gestein zu finden.

Der Amphibol ist sehr kräftig gefärbt mit X = hellgrün, Y = gelb- bis olivgrün und Z = blaugrün. In pleochroitischen Höfen, die sich um Zirkon finden, sind Farbe und Soppelbrechung verstärkt. Die Auslöschungsschiefe beträgt 25°, jedoch ist im Gegensatz zu den Amphibolen der übrigen Gesteine des Arbeitsgebietes, 2V klein (genauer U-Tisch-Wert fehlt noch). Es ist daher noch nicht zu sagen, um welchen Amphibol es sich handelt. Die Amphibol-Körner haben hypidiomorphe Gestalt, verdrängen Biotit, umwachsen Apatit und werden vor allem von Plagioklas, seltener auch von Mikroklin verdrängt.

Epidot weist ausgeprägten Zonarbau auf: um einen hellbraun bis rötlich braun gefärbten Kern legt sich eine gelb gefärbte Zone, der schließlich ein farbloser, dünner Rand folgt (Bild?). Da der Epidot außerdem in Biotit pleochroitische Höfe erzeugt, dürfte es sich bei ihm um Orthit handeln. Zuweilen sind Zwillingse zu beobachten.

Apatit ist nicht häufig in kleinen, kantengerundeten Körnern zu finden.

Das Gefüge ist stark heteroblastisch: große Granat-Porphyroblasten, die kein Intern-S erkennen lassen, liegen in einer mittelkörnigen "Grundmasse" von Mikroklin und Plagioklas. Die schwache Schieferung wird durch die gut geregelten Biotit-Scheiter hervorgerufen.

Zur Kristallisationsfolge: Quarz ist undulös, also noch von der Deformation betroffen worden und daher (prä- bis) synkinematisch gewachsen. Orthit findet sich als Einschluß im Granat, ist also älter als dieses Mineral, das aber wegen des fehlenden Intern-S nicht eindeutig eingeordnet werden kann. Biotit ist ~~synklinisch~~ (syn- bis) postkinematisch gewachsen, da er zuweilen geknittert ist. Postkinematisches Alter haben Amphibol, Mikroklin und Plagioklas, die Biotit kräftig verdrängen und nicht deformiert sind. Dabei ist z.T. Titanit freigeworden. Die Feldspäte sind noch jünger als der Amphibol, da sie diesen verdrängen. Beide Feldspäte scheinen etwa gleichaltrig zu sein; jedenfalls lassen sich keine eindeutigen Verdrängungen zwischen ihnen feststellen. Diaphthoretisch sind Chlorit (aus Biotit und Granat) sowie Serizit (aus Mikroklin) entstanden.

Zur Frage nach dem Ausgangsgestein: Der Pauschalchemismus, besonders der K-Reichtum bei gleichzeitiger Anwesenheit von Ca (Amphibol, Orthit) und die Lagerungsverhältnisse (Wechsellelung mit den sicher sedimentären Kalksilikat-Schiefern) sprechen für einen leicht mergeligen Pelit.

### c. Die Kalksilikat-Schiefer

(Handstücke R<sub>7</sub>; R 25400/H 43000 und T<sub>29</sub>; R 25500/H 44050)

Die Kalksilikat-Schiefer sind in zwischen 0,3 und 12 m mächtigen, konkordanten Lagen den Biotit-Granat-Oligoklas-Mikroklin-Gneisen eingeschaltet. Sie sind hell- bis mittelgrün gefärbt und im mm- bis cm-Bereich gebändert. Sie sind teilweise so

feinkörnig, daß eine makroskopische Mineralbestimmung nicht möglich ist. Zuweilen führen sie hell gefärbte Linsen, die sich im Mineralbestand deutlich von ihrer Umgebung unterscheiden. Eine solche Linse hat im Handstück R<sub>7</sub> 3 cm Dicke und etwa 10 cm Durchmesser und gliedert sich in eine noch schwach grünlich gefärbte, dünne Rand- und in eine dickere, hellgrau bis cremeweiß gefärbte Kernzone (Bild?). Die Kernzone wurde im Schliff 1436 nicht mehr erfaßt; ein weiterer Schliff soll aber angefertigt werden. Im Handstück T<sub>29</sub> sind die Mineralien Epidot, Quarz und Biotit makroskopisch zu beobachten.

Die Schieferung der Kalksilikat-Schiefer ist wenige deutlich, sie sind daher massig und sondern zumeist bankig ab. Einzelne S-parallele Flächen können stärker mit Biotit belegt sein.

#### Mikroskopische Beschreibung (Dünnschliffe 1436 und 1441)

Quarz ist entweder vorherrschend oder zumindest sehr häufig. Die zwischen 0,05 und 0,3 mm großen Körner bilden zusammen mit Plagioklas das Grundgewebe dieser Schliffe, das ein schwach bis mäßig verzahntes, granoblastisches Gefüge zeigt. Die Kornform des Quarzes ist xenomorph-rundlich, die Auslöschung leicht undulös. In Schl. 1436 tritt Quarz mit Annährung an die erwähnte Linse zurück.

Epidot ist in den beiden Schliffen in verschiedener Menge vorhanden: in Schl. 1436 ist er nach Quarz zweithäufigstes Mineral, tritt jedoch in der Randzone der Linse immer mehr zurück und scheint in der Kernzone völlig zu fehlen. In Schl. 1441 dagegen ist Epidot nur in einzelnen Lagen zusammen mit Hornblende angereichert und fehlt sonst.

Die zwischen 0,05 und 0,15 mm großen, xenomorphen bis hypidiomorphen Körner sind farblos und weisen anomal blaue Interferenzfarben auf. Beide Beobachtungen sprechen für Klinzoisit. In Schl. 1436 sind die Epidot-Kristalle langprismatisch und gut // S geregelt, in Schl. 1441 dagegen lagern sie sich in bis zu 3 mm großen Aggregaten zusammen. Als Einschlüsse finden sich zuweilen kleine Quarzkörner, die poikiloblastisch umwachsen werden. Epidot wird nicht selten von Karbonat verdrängt.

Pyroxen ist ein wichtiger und häufiger Gemengteil der Kalksilikat-Schiefer. Die 0,1 bis 0,5 mm großen, hypidiomorphen Körner umwachsen nicht selten poikiloblastisch Quarz und werden von Karbonat verdrängt. Verwachsung mit Hornblende kommt vor; dabei kann aber nicht entschieden werden, ob Verdrängungen stattgefunden haben. Der Pyroxen ist farblos, die Auslöschungsschiefe beträgt 45°, 2V<sub>Z</sub> ist wesentlich kleiner als 90° und die Doppelbrechung ist so hoch, daß das Blaugrün der 2. Ordnung als Interferenzfarbe erreicht wird. Alle diese Beobachtungen sprechen für Diopsid. Die Regelung der Diopsid-Körner // S ist mäßig, es kommen auch schief liegende Individuen vor. In Schl. 1436 ist der Diopsid in der Randzone der Linse deutlich angereichert.

Plagioklas ist etwa ebenso häufig wie Pyroxen. Für Schl. 1436 ergaben sich aus der Messung der Auslöschungsschiefe in der symmetrischen Zone die Werte: 23, 24, 24, 25, 25, 26, 26, 27, 27, 27, 28, 28 und 29% An, für Schl. 1441 die Werte: 48, 50, 51, 51, 51, 53, 54, 54, 56, 60, 62 und 64 % An, die jeweils durch die Beobachtung der Lichtbrechung gegen Quarz bestätigt werden. Korngröße und -form entsprechen der von Quarz. Selten ist schwache Entkalkung zu beobachten. Zwillingslamellen nach dem Albit-Gesetz sind in beiden Schliffen zu beobachten, in Schl. 1441 treten darüberhinaus Stöcke auf, in denen Albit- und Periklin-Gesetz verwirklicht sind. Zuweilen ist Zonarbau zu beobachten, wobei der Kern basischer, der Rand saurer ist. In der Randzone der Linse in Schl. 1436 wird Plagioklas immer seltener und verschwindet schließlich ganz.

Hornblende tritt gegen die zuvor beschriebenen Mineralien in den Kalksilikat-Schiefern deutlich zurück. Farbe und Auftreten sind in den beiden Schliffen unterschiedlich: Schl. 1436: Färbung schwach (X = fast farblos, Y = hellgrün, Z = schwach grasgrün), im Schiefer ziemlich homogen verteilt, in der hellen Linse fehlend; Schl. 1441: Farbe kräftiger (X = hellgrün, Y = gelbgrün, Z = (bräunlich) olivgrün), nur in einzelnen Lagen zusammen mit Epidot, sonst fehlend. Die Auslöschungsschiefen betragen 22 bzw. 24°, die Kornform ist in beiden Schliffen hypidiomorph. Regelung und Größe wie bei Pyroxen.

Karbonat ist in beiden Schliffen vertreten. Die zwischen 0,05 und 0,5 mm großen, xenomorphen Körner sind fast nie von Gleitzwillingslamellen durchzogen. Karbonat verdrängt Epidot, Pyroxen, Granat und Wollastonit und ist daher mit großer Wahrscheinlichkeit nicht authigenes, sondern diaphthoretisches Mineral.

Etwa genauso häufig wie Hornblende ist Biotit, dessen Farbe rötlich braun ist. Die durchschnittlich um 0,1 mm langen Scheiter sind teils // S geregelt, teils quer gewachsen. Biotit wird von Pyroxen verdrängt. Um einzelne eingeschlossene Zirkon-Körper sind kräftige pleochroitische Höfe zu beobachten.

Titanit ist in einzelnen, zumeist unter 0,05 mm großen, hypidiomorphen Körnern zu finden, die bei deutlichem Pleochroismus rötlich gefärbt sind. In Schl. 1441 ummantelt er nicht selten opaque Körner, die deswegen vielleicht als Ilmenit anzusprechen sind und in Schl. 1436 fehlen.

Apatit findet sich in einzelnen, kantengerundeten, kleinen Individuen.

In Schliff 1436 treten außerdem noch folgende Mineralien auf:

Wollastonit, der nur in der Randpartie der Linse zu finden ist und für die hellere Färbung der Linse verantwortlich sein dürfte. Bestimmungsfaktoren: die Lichtbrechung ist niedriger als die des Pyroxens, 2V ist klein (noch unterhalb dem U-Tisch einzumessen), Färbung fehlt, die Auslöschungsschiefe beträgt etwa 36°, die Achsenebene liegt quer zur Säulenachse. Wollastonit ist ebenfalls gut // S geregelt.

Das Auftreten von Wollastonit, der überwiegend im Bereich der Kontaktmetamorphose vorkommt, ist in regionalmetamorphen Gesteinen ungewöhnlich, die keinerlei Anzeichen einer kontaktmetamorphen Beeinflussung zeigen. MISCH (1964) beschreibt aus einer regionalmetamorphen Serie im Himalaja ähnliche Ge-

steine. Diese Frage muß einstweilen offen bleiben.

Ein schwach grünlich gefärbter Granat (Grossular?), dessen um 0,1 mm großen, xenomorph-rundlichen Kristalle ebenfalls nur in der Randzone der Linse vorkommen. Der Granat ist kräftig kataklastisch.

Von Mikroklin konnten drei oder vier xenomorphe Körner beobachtet werden.

Turmalin fand sich in einem Kornaggregat, das sich aus ca. zehn einzelnen, zwischen 0,05 und 0,1 mm großen, nicht geregelten, hypidiomorphen Individuen zusammensetzt. Farbe: E = farblos, O = olivgrün.

Das mikroskopische Gefüge ist in beiden Schliffen leicht heteroblastisch: in feinkörniger Quarz-Plagioklas-"Grundmasse" liegen etwas größere Hornblende-, Epidot- und Pyroxen-Körner, die durch ihre mäßige Regelung die Schieferung markieren.

Die Materialunterschiede, die dem Schieferungs-S parallel verlaufen, sind in Schl. 1436 vor allem durch die Linse gegeben, in der ein auffallender Materialunterschied zum übrigen Gestein besteht. Es ist jedoch nicht sicher, ob dieser Materialwechsel metamorphen oder prämetamorphen Ursprungs ist.

In Schl. 1441 ist ein ausgeprägter Lagenwechsel zu beobachten, der sich besonders in der lagenweisen Anreicherung des Pyroxens, untergeordnet auch durch das Auftreten von Titanit-Hornblende-Epidot-Lagen zeigt. Dieser Materialwechsel ist vermutlich prämetamorph.

Kristallisationsfolge: Quarz und Plagioklas zeigen teilweise deutliche Anzeichen einer Deformation: Verzahnung und undulöse Auslöschung (syn- bis postkinematisches Alter). Karbonat ist dagegen, wie schon ausgeführt, als diaphthoretische Bildung anzusprechen. Alle übrigen Mineralien sind, da sie nicht deformiert und häufig quer zur Schieferung gewachsen sind, im Wesentlichen postkinematisch gesproßt, wobei Biotit etwas älter ist als Pyroxen, von dem er verdrängt wird.

Da der Lagenwechsel zumindest des Schliffes 1441 als prämetamorph gelten kann, kommt als Ausgangsgestein nur ein Sediment in Frage. Dabei ist jedoch aus dem Pauschalchemismus eine Unterscheidung zwischen dolomitischen Mergel und einem Tuff oder Tuffit mit gleicher chemischer Zusammensetzung nicht zu treffen.

#### d. Der Magnetkies führende Biotit-Andesin-Amphibolit

(Handstück T<sub>31</sub>; R 25520/H 43660)

Dieses mittelkörnige, massive Gestein lässt bereits im Handstück die Mineralien Hornblende, Biotit, Feldspat und Magnetkies erkennen. Die Gefügeregelung ist schwach bis fehlend.

#### Mikroskopische Beschreibung (Dünnschliff 1442)

Häufigstes Mineral ist Hornblende, deren mäßig gefärbte (X = hellgrün, Y = gelblich grün, Z = bläulich grün), hypidiomorphe Körner Größen zwischen 0,5 und 2 mm erreichen. Die Auslöschungs-

schiefe beträgt  $22^{\circ}$ ,  $2V$  erscheint im konoskopischen Bild wenig kleiner als  $90^{\circ}$ . Einschlüsse: Quarz und opake Nadelchen, die poikiloblastisch umwachsen werden. Dabei können die sehr feinen, opaken Nadeln wolkig in unregelmäßiger Menge in der Hornblende verteilt sein, wohingegen eine einzelne Nadel offenbar orientiert eingewachsen ist. Um nicht identifizierbare, sehr kleine Einschlüsse finden sich pleochroitische Höfe, in denen Farbe und Doppelbrechung der Hornblende verstärkt sind. Zuweilen werden auch größere, xenomorphe opake Körner umwachsen, die häufig in Brauneisen umgewandelt sind und in deren Umgebung die manchmal in der Hornblende auftretenden kataklastischen Sprünge ebenfalls mit Brauneisen belegt sind.

Plagioklas ist zweithäufigstes Mineral. Die hypidiomorphen bis xenomorphen Kristalle haben Größen zwischen 1 und 4 mm. Zwillingsslamellen sind außerordentlich häufig nach dem Albit-, Periklin- und Karlsbader Gesetz, nicht selten finden sich in einem Individuum alle drei Gesetze verwirklicht. Es war daher möglich, die An-Gehaltsbestimmung nach der Auslöschungsschiefe in der symmetrischen Zone, senkrecht zu den Mittellinien und an konjugierten Karlsbader Zwillingen durchzuführen. An den häufig zonar gebauten Plagioklasen ergaben sich dabei folgende Werte: 41, 43, 48, 48, 50, 50 und 53% An. Einzelbestimmungen für Kern- und Randzone zonar gebauter Individuen:

Kern	55	45	52	38	48	42 %	An
Rand	41	30	35	33	34	32 %	An.

Es liegt also überwiegend Andesin, untergeordnet auch saurer Labrador vor. Die Plagioklas-Körner sind mit Klinozosit gefüllt, der in langprismatischen, idiomorphen Kristallen zumeist orientiert eingewachsen ist. Nicht selten finden sich, ebenfalls orientiert eingewachsen, dünne Biotit-Scheiter, die unter sich innerhalb eines Plagioklas-Korns kristallographisch parallel angeordnet sind. Außerdem umwächst der Plagioklas zuweilen Hornblende-Fetzen und Titanit-Körner. Eine leichte Serizitisierung ist zuweilen in einzelnen Zwillingsslamellen, seltener auch fleckenweise zu beobachten.

Biotit tritt gegen Hornblende und Plagioklas deutlich zurück. Die bis zu 5 mm langen und 2 mm breiten Scheiter sind kräftig gelbbraun gefärbt und durchweg leicht geknittert. Biotit wird von Hornblende und Plagioklas verdrängt und umschließt seinerseits Titanit-Rutil-Opak-Aggregate (s.u.), sowie Apatit.

Quarz findet sich überwiegend als 0,05 mm und kleinere Einschlüsse in der Hornblende. Nur selten sind bis zu 2 mm große, xenomorphe, undulös auslöscheinde und zumeist leicht kataklastische Körner auch außerhalb der Hornblende zu beobachten.

Der Opak-Anteil ist ziemlich hoch und setzt sich, soweit das im Dünnschliff zu entscheiden ist, aus zwei verschiedenen Komponenten zusammen:

- a) bis zu 3 mm große, teils rundliche, teils gestreckte Körner, die im Dünnschliff bräunliche Reflexionsfarbe haben und häufig in Brauneisen umgewandelt sind: wahrscheinlich Magnetkies.
- b) um 0,1 mm große, ebenfalls xenomorphe Körner, die im Dünnschliff keine Reflexionsfarbe zeigen, aber häufig zunächst von einem Rutil- und ganz außen von einem Titanit-Mantel umgeben sind, wobei Rutil auch fehlen kann: wahrscheinlich Ilmenit.

Titanit findet sich außerdem recht häufig in diesem Gestein, und zwar in 0,05 bis 0,1 mm großen, hypidiomorphen Körnern vor allem als Einschluß in Biotit und Hornblende.

Apatit ist in kleinen, seltenen, kantengerundeten Körnern zu beobachten, Zirkon kam nur einmal in einem ca. 0,5 mm großen, hypidiomorphen Korn vor.

Das mikroskopische Gefüge ist homöoblastisch und hypidiomorph-körnig, wobei die Blastese der Hornblende an den kleinen Quarz-Einschlüssen abzulesen ist. Eine Regelung des Gefüges fehlt.

Kristallisationsfolge: Quarz hat, da er undulös auslöscht und von Hornblende umschlossen wird, prä- bis synkinematisches Alter. Biotit zeigt häufig Knitterung und ist daher synkinematisch gewachsen. Hornblende und Plagioklas, die beide den Biotit verdrängen, sind, da ihnen Anzeichen einer Deformation fehlen, postkinematisch gesproßt. Diaphthoretisch ist die ausgeprägte Saussuritisierung der Plagioklase.

Fehlender Lagenwechsel bei großer Mächtigkeit, hoher Erz- und Ti-Gehalt und der Pauschalchemismus deuten auf ein magmatisches Gestein als Ausgangsgestein hin, wobei aber zwischen Intrusiv und Effusiv ~~xxxxxxxx~~ wegen fehlender Gefügerelikte nicht entschieden werden kann.

### 5.3 Vergleich der Baldoaivve-Serie im Osten und im Westen des Kartierungsgebietes (Gedankengang und Überlegungen)

Während die Gesteine der Furulund-Serie im Osten und im Westen gut miteinander verglichen und bei der Kartierung auch ohne weiteres parallelisiert werden können, so ist das bei den Gesteinen der Baldoaivve-Serie nur noch mit Mühe der Fall, und es ergeben sich einige Probleme.

Das Hauptproblem ist folgendes: im Osten des Kartierungsgebietes baut sich die Baldoaivve-Serie überwiegend aus Kalkglimmerschiefern auf, im Westen dagegen, und zwar in etwa gleicher prozentualer Beteiligung, aus Biotit-Granat-Oligoklas-Mikroklin-Gneisen. Geht man von den Lagerungsverhältnissen aus (vgl. Profil A-A'), dann müßten bei ungestörter Lagerung diese Gneise tatsächlich stratigraphisch den Kalkglimmerschiefern entsprechen. Im anderen Fall wäre zwischen Furulund- und Baldoaivve-Serie eine weitgehende Diskordanz im Sinne G. KAUTSKYs (1953) anzunehmen, für die sich bei der Kartierung bisher allerdings keine Hinweise ergeben haben. Ob zwischen Furulund- und Baldoaivve-Serie Unterschiede im Metamorphose-Grad existieren, wie sie KAUTSKY beschreibt, kann nicht mit Sicherheit ausgeschlossen werden, erscheint aber

nach den bisherigen Schliffuntersuchungen zumindest fraglich. Vielmehr scheinen sich die Gesteine beider Serien dem allgemeinen Trend der Metamorphose anzupassen, die von Osten nach Westen langsam an Stärke zunimmt.

In dieser Beobachtung kann der Schlüssel zur Lösung dieses Problems liegen: die Möglichkeit ist nicht von der Hand zu weisen, daß Gneise und Kalkglimmerschiefer einander äquivalent sind, und daß die Gneise das Ergebnis einer weiter fortgeschrittenen metamorphen Umwandlung und Homogenisierung der Kalkglimmerschiefer sind. Um diese Annahme zu prüfen, sind jedoch genaue chemische Vergleiche zwischen Kalkglimmerschiefern und Gneisen nötig, die momentan noch nicht möglich sind, da von den Kalkglimmerschiefern noch Handstücke fehlen und chemische Analysen noch nicht durchgeführt sind.

In diesem Punkt der Überlegung ergibt sich eine andere Schwierigkeit: Kalkglimmerschiefer treten ja tatsächlich auch im Westen noch auf, und zwar direkt im Hangenden der Furulund-Serie. Demnach wäre also diese hypothetische Homogenisierungs-Grenze als Ausdruck der sich verstärkenden Metamorphose und ins Ungleichgewicht mit erhöhten PT-Bedingungen gekommener Kalkglimmerschiefer ziemlich scharf und würde etwa von Punkt R 26000/H 44200 mit einem Streichen von ungefähr  $45^{\circ}$  nach Punkt 24000/H 41800 verlaufen. Auf jeden Fall müßten dann aber an den Kalkglimmerschiefern im Westen, von denen ein Handstück einstweilen fehlt, Veränderungen gegenüber denen festzustellen sein, die im Osten anstehen.

Gestützt wird die Hypothese, daß es sich bei beiden Gesteinsserien um stratigraphisch dasselbe in verschiedenem metamorphem Gewand handelt, durch das Auftreten der beschriebenen Kalksilikat-Schiefer in beiden ~~xxxxxx~~ Gesteinsfolgen. Diese Kalksilikat-Schiefer sind, wie erwähnt, außerordentlich typisch für die Baldoaivve-Serie und konnten in den anderen Serien nirgends gefunden werden.

Bleibt man bei dieser Auffassung, so erhebt sich jedoch immer noch die Frage, wieso der mächtige Magnetkies führende Biotit-Andesin-Amphibolit der Grönli-Heia im Osten nicht auftritt. Die einzige Erklärungsmöglichkeit ist, hier primäre, zumindest prämetamorphe Unterschiede innerhalb der Baldoaivve-Serie zu bemühen: der Amphibolit (bzw. der ehemalige Gabbro) war eben nur dort undtrudiert bzw. ausgeflossen.

Übrig bleibt das Problem des Wollastonits in den Kalksilikat-Schiefern, auf das schon auf S. 65/66 hingewiesen wurde.

Eine Klärung dieser Fragen kann nur die genaue Kartierung des Nordteils der Ingeborg-Antiklinale bringen, in der, bei umlaufendem Streichen, der direkte Zusammenhang der beiden Gesteinsfolgen möglicherweise im Gelände zu beobachten ist.

#### 5.4 Auswirkungen des "Baldoaivve-Granits".

Nordöstlich unseres Kartierungsgebietes steht der sogenannte "Baldoaivve-Granit" im Bereich der Berge Skuortacokka und Avilon-cokka an. Über dessen Petrographie sowie zeitliche und tektonische Stellung ist uns jedoch noch nichts bekannt, da die ~~nat~~ entsprechende Literatur noch nicht bearbeitet wurde. Eigene, überschlägige Untersuchungen wurden nicht am Granit direkt, sondern nur südlich während einer einzelnen Begehung durchgeführt. Die nun folgenden Angaben können daher keinerlei Anspruch auf Vollständigkeit erheben.

Es fällt, wenn man vom See 883 m (R 31600/H 41050) nach Osten geht, auf, daß in zunehmendem Maße den Gesteinen der Baldoaivve-Serie konkordante wie diskordante, helle, "granitoide" Gesteine eingeschaltet sind, wobei die konkordanten zunächst noch gneisiges Gefüge zeigen. Weiter im Osten verliert sich aber die Gefügeregelung weitgehend, sodaß die Gesteine granitischen Charakter erhalten. Gleichzeitig nimmt der Anteil dieser Gesteine immer mehr zu, und die Schiefer der Baldoaivve-Serie treten mehr und mehr zurück.

Westlich einer Linie, die zum Streichen der Gesteine der Baldoaivve diskordant verläuft, fehlen diese Bildungen. Diese Grenze ist als "Kontaktgränze des Baldoaivve-Granits" zunächst in unserer Karte eingetragen worden; sie kennzeichnet also die westliche Grenze des Auftretens dieser hellen, konkordanten und diskordanten Gesteine. DYBDAHL (1954) hat auch die bereits beschriebenen Kalksilikat-Schiefer als Kontaktbeeinflussung des Baldoaivve-Granits aufgefaßt. Wie sich bei der petrographischen Arbeit ergab, kann diese Deutung aber nicht aufrecht erhalten werden, da die Kalksilikat-Schiefer eindeutig Bestandteile der Baldoaivve-Serie sind und auch in Gebieten anstehen, die vom Granit mit Sicherheit nicht mehr beeinflußt worden sind.

Im Folgenden sollen nun zwei solcher hellen Gesteine beschrieben werden. Danach wird auf ihre Genese eingegangen werden.

#### Gesteinsbeschreibung

(Handstücke T<sub>35</sub>; R 31620/H 40270 und T<sub>39</sub>; R 33400/H 40410)

Handstück T<sub>35</sub> ist seinem Gefüge nach ein Gneis, seinem Mineralbestand nach ein Epidot und Biotit führender Plagioklas-Mikroklin-Gneis, Handstück T<sub>39</sub> hat dagegen keine Gefügeregelung und müßte als Granat und Epidot führender Mikroklin-Granit bezeichnet werden. Beide Gesteine sollen gemeinsam behandelt werden, da sie, wie unten noch ausführlicher dargelegt wird, als Ergebnis ein und desselben Prozesses angesehen werden können.

Makroskopisch erkennbar sind in beiden Gesteinen die Mineralien Quarz, Feldspat und Biotit.

#### Mikroskopische Beschreibung (Dünnschliffe 1432 und 1433)

Mikroklin ist in beiden Schliffen Hauptmineral. Die Korngrößen liegen zwischen 0,1 und 5 mm, im Durchschnitt bei 0,2 bis 0,5 mm. In Schl. 1432 ist die Kornform immer xenomorph, in Schl. 1433 läßt sich dagegen nicht selten hypidiomorphe Korform beobachten. Die typische Gitterlamellierung ist kräftig, die Körner sind klar und nicht umgewandelt. Mikroperthite sind nicht selten. Der Mikroklin verdrängt kräftig vor allem Biotit und Plagioklas, wobei sich im Plagioklas immer myrmekitische Verwachsung mit Quarz findet. Die Quarz- "Würmer" werden vom verdrängenden Mikroklin zuweilen randlich noch übernommen (Bild?). Kataklastische Sprünge lassen sich im Mikroklin häufig beobachten.

Quarz tritt in Schl. 1432 deutlich gegen Mikroklin, in Schl. 1433 auch gegen Plagioklas zurück. Die Korngröße entspricht der vom Mikroklin. Die Quarze löschen undlös aus und zeigen nicht selten ebenfalls kataklastische Sprünge. Quarz verdrängt ebenfalls Biotit.

Der Plagioklas, dessen myrmekitische Verwachsung mit Quarz bereits beschrieben wurde, ist durchschnittlich etwas kleiner als Mikroklin. Aus Messungen der Auslöschungsschiefe in der symmetrischen Zone ergaben sich folgende Werte: 4, 5, 7%, 7, 9, 10, 12, 13, 15, 15, 15, 16, 17 und 18; An in Schl. 1432 sowie 12, 13, 14, 15, 16, 17, 17 und 18% An in Schl. 1433. Nicht selten läßt sich beim Plagioklas leichter Zonarbau beobachten, wobei die Kerne An-reicher, die Ränder An-ärmer sind (Kern ca. 22, Rand ca. 10% An an einem Beispiel). Der Plagioklas verdrängt Biotit und Epidot a). Er führt als Einschluß zuweilen kleine, idiomorphe Klinozoisit-Kristalle.

Biotit tritt gegen die hellen Gemengteile weit zurück. Die bis zu 0,5 mm langen Scheiter sind in Schl. 1432 noch recht gut geregelt und bewirken dadurch die Schieferung dieses Gesteins, dagegen fehlt ihnen in Schl. 1433 jede erkennbare Regelung. Der Biotit wird besonders in Schl. 1432 so stark von Quarz, Plagioklas und vor allem von Mikroklin verdrängt, daß von einem ehemals intakten Scheit nur noch restitartige, kleine Fetzen

vorliegt (Bild?). Die Farbe ist in frischem Zustand olivbraun; häufig wird der Biotit jedoch von Bauerit verdrängt.

Auch Epidot a) ist offenbar nicht mehr beständig gewesen, denn er wird in beiden Schliffen ebenfalls kräftig vor allem von Plagioklas verdrängt, wobei es zu ähnlichen Restit-Gefügen kommt wie beim Biotit. Größere Individuen können bis zu 2 mm große werden. Die Kornform ist hypidiomorph bis xenomorph, der Habitus kurzprismatisch. Die Regelung ist in Schl. 1432 der des Biotits parallel. Epidot a) ist nicht gefärbt. Im Kern führt er sehr häufig durch Braunfärbung und Isotropisierung gekennzeichneten Orthit.

Epidot b) ist als Entmischungsprodukt aus Plagioklas in diesem spärlich in langprismatischen, idiomorphen Kristallen überwiegend orientiert eingewachsen.

In Schliff 1433 treten zusätzlich noch folgende Mineralien auf: Zirkon in hypidiomorphen, zwischen 0,5 und 1 mm großen Kristallen und als mit schwarzen pleochroitischen Höfen umgebene, mikrolithische Einschlüsse im Biotit. Granat in 1 bis 2 mm großen, xenomorphen Körnern, die Quarz umwachsen und immer von kataklastischen Sprüngen durchsetzt werden, sowie Apatit, der aber selten ist.

In Schl. 1432 finden sich dagegen einzelne, idiomorphe Körner aus Brauneisen, die nach ihrer Gestalt als umgewandelter Pyrit angesprochen werden können.

Das Gefüge ist in beiden Schliffen granoblastisch. Die Heteroblastie ist deutlich, wobei vor allem große Mikroklin-, seltener auch Plagioklas-Porphyrblasten in einer feinerkörnigen "Grundmasse" von Quarz, Plagioklas und Mikroklin liegen. In Schl. 1432 markieren die geregelten, aber schon überwiegend "verdauten" Biotite und Epidote a) die schwache Schieferung. Sie stellen ein Reliktgefüge dar, das bei Schl. 1432 zum Teil, bei Schl. 1433 bereits völlig verschwunden sit, sodaß dieses Gestein keine Regelung mehr aufweist.

Zur Kristallisationsfolge: Quarz ist Durchläufer, da er teils undulös auslöscht (prä- bis synkinematisch), teils aber auch Biotit verdrängt, der postkinematisches Alter hat. Sonst sind Epidot a) und Biotit in diesen Gesteinen offenbar die ältesten Mineralien, da sie von den anderen Gemengteilen kräftig verdrängt werden. Sie sind postkinematisch gewachsen, da sie nicht deformiert sind. Von den Feldspäten ist Plagioklas eindeutig älter, da er von Mikroklin verdrängt wird. Diaphthoretisch sind Epidot b) und Bauerit entstanden.

Die Beantwortung der Frage nach den Ausgangsgesteinen ist einigermaßen schwierig, liefert aber Hinweise auf die Wirkungen des "Baldoaivve-Granits".

Beide Gesteine sind metamorphen Ursprungs, auch Handstück T<sub>39</sub> trotz seines hypidiomorph-körnigen Gefüges: das Auftreten der Mineralien Epidot und Granat ist der Beweis dafür.

Die beschriebene Altersabfolge der verschiedenen Gemengteile weicht jedoch deutlich von der ab, die bei den anderen Gesteinen des Kartierungsgebietes festgestellt werden konnte: üblicherweise waren Biotit und die Feldspäte ungefähr altersgleich.

In diesen Gesteinen aber sind Plagioklas und besonders Mikroklin ohne Zweifel deutlich jünger als Biotit. Dasselbe Bild bietet sich bei der Betrachtung des Gefüges: Biotit und Epidot a) sind auch als Gefügebestandteil Relikte. Dieses ältere, geregelte Gefüge ist bei Schl. 1432 noch reliktisch erhalten, zeigt aber deutliche Tendenz zur Homogenisierung; bei Schl. 1433 ist diese Entregelung des Gefüges bereits abgeschlossen.

Es hat also offenbar nach den Vorgängen, nach denen in den übrigen Gesteinen mit Ausnahme einer Diaphthorese nichts mehr passiert ist, in diesen Gesteinen noch eine Feldspatisierung stattgefunden, und zwar zeitlich zwischen Regionalmetamorphose und Diaphthorese, die noch den Plagioklas der betrachteten Gesteine leicht saussuritisiert hat. Demnach müssen die reliktischen Epidote und Biotite einem früheren Glimmerschieferstadium dieser vergneisten und homogenisierten Gesteine angehört haben, das nur noch undeutlich in diesen Gesteine durchschimmert.

Da diese Veränderungen offenbar an die Umgebung des "Baldoaivve-Granits" gebunden sind, können sie als dessen Auswirkungen aufgefaßt werden. In weiseit dabei metasomatische Vorgänge eine Rolle gespielt haben, läßt sich nur nach detaillierten Stoffbilanz-Untersuchungen sagen. Der Mechanismus dieser Auswirkungen des Baldoaivve-Granits auf die umliegenden Gesteine ist also zunächst nicht zu klären. Damit ist es, zumindest einstweilen, auch müßig, das ehemals regionalmetamorphe Gestein aus diesen feldspatisierten Gesteinen rekonstruieren zu wollen. Aussagen über die prä-regionalmetamorphen Ausgangsgesteine gar sind völlig unmöglich.

Wenn auch noch viele Fragen offen bleiben, so deuten diese Vorgänge aber doch immerhin an, daß der "Baldoaivve-Granit" vermutlich nach der Regionalmetamorphose aufgedrungen oder in irgendeiner Form Platz genommen hat.

### C DIE METAMORPHOSE

Aus Zeitmangel war noch keine erschöpfende Bearbeitung dieses Themas möglich.

Fest steht, daß die Regionalmetamorphose unter den Bedingungen der Amphibolit-Fazies abgelaufen ist: Plagioklas mit mehr als 10% An war neben Epidot stabil, Chlorit tritt nie authigen auf. Es soll später noch versucht werden, aus den Kristallisationsfolgen, die bei den einzelnen Schlitzen erwähnt wurden, eine Zusammenfassung zu erarbeiten, um das zeitliche Verhältnis von Deformation und Kristallisation zu erfassen. Auch fehlt noch die Bearbeitung der Schlitze, die von verschiedenen metamorphen Mobilisaten vorliegen.

Ein diaphthoretisches Stadium ist in fast allen Schliffen verbürgt. Zumeist ist die Diaphthorese jedoch nur an einzelnen Gemengteilen wirksam gewesen, und die Gesteine haben sich überwiegend nicht vollständig den niedrigeren PT-Bedingungen angepaßt. Nur in der Erz führenden Grünsteinserie sind diaphthoretische Vorgänge stellenweise vollkommen abgelaufen (vgl. S. 49/50).

## D WEITERE ARBEITEN

### 1. Im Gelände

- a. Fehlende Handstücke beschaffen
- b. Durchkartierung des Nord-Teils der Ingeborg-Antiklinale

### 2. (Geo) Chemie

- a. Problem der Ausgangsgesteine, besonders der Amphibolite, Amphibol-Schiefer und Kalksilikat-Schiefer. Vielleicht mit Spurenelementen (Ti, Cr, V) und Verhältnis Ca/Mg zu lösen.
- b. Problem des ziemlich hohen Orthit-Gehaltes: Ist ein Hinweis auf "Fumarolentätigkeit" während der Sedimentation? Orthit vielleicht primäres Gemengteil, das bei der Metamorphose als Kristallisationskeim für metamorph wachsenden Epidot diente?
- c. Vergleich zwischen den Amphiboliten und den endogenen Erz-Begleitgestein! Diese evtl. als aureres Derivat der Amphibolite zu bezeichnen?
- d. Spurenelemente in den Erzen und daraus Aussagen über die Genese? (vgl. ANGER, HEGEMANN).
- e. Modalanalysen zumindest der wichtigsten Gesteine.
- f. Chemische Analyse verschiedener Gesteine, soweit sie für Aussagen nötig sind. Z.B. in der Baldoaivve-Serie, um zu entscheiden, ob die Biotit-Granat-Oligoklas-Mikroklin-Gneise das stärker metamorphe Äquivalent der Kalkglimmerschiefer sein können.

### 3. Gefüge

- a. Liste der Kristallisationsfolge in allen Gesteinen und Aussagen über die zeitliche Abfolge Deformation-Kristallisation.
- b. Makrotektonik!
- c. Quarz- (und evtl.) Biotit-Kleingefüge. Dabei Vergleich mit  
3a. und mit der Makrotektonik.

### 4. Stratigraphie

- a. Genaue Säulendiagramme
- b. Altersfragen
- c. Vergleich der Erzhorizonte mit genetisch gleichen Erzen in anderen Gebieten.

### 4. Mineralbestimmungen

- a. Überprüfung der Plagioklase (An-Gehalte und Zwillingsgesetze) unter dem U-Tisch.
- b. Achsenwinkel und Auslöschungsschiefe der Hornblenden, Pyroxene, Hellglimmer (im Vergleich zu Biotit) und Epidote.

5. Metamorphose

- a. Festlegung des höchsten Grades der Metamorphose (Subfazies).
- b. Versuch, die Diaphthorese näher zu fassen (Anhalte-Stadium unter ~~xx~~ den Bedingungen der Grünschieferfazies?).
- c. Genaue Bestimmung der Granate kann u.U. auch Aussagen über den Grad der Metamorphose liefern.
- d. Problemd des Wollastonits in den Kalksilikat-Schiefern im Westen.

ZIN WEST MELSEREIER ZAR