



Bergvesenet rapport nr 7273	Intern Journal nr	Internt arkiv nr	Rapport lokalisering	Gradering
Kommer fra ..arkiv	Ekstern rapport nr	Oversendt fra Nordlandske	Fortrolig pga	Fortrolig fra dato:

Tittel
Geologische-Tektonische Kartierung und Petrographisch-Lagerstättenkundliche Utersuchungen im Rostafjell, Helgeland Norwegen

Forfatter
Borsch, Lothar

Dato **År**
15.07 1966

Bedrift (Oppdragsgiver og/eller oppdragstaker)
Bergverksselskapet Nord-Norge A/S

Kommune Hemnes Rana	Fylke Nordland	Bergdistrikt	1: 50 000 kartblad 19272	1: 250 000 kartblad Mo i Rana
----------------------------------	--------------------------	---------------------	------------------------------------	---

Fagområde Geologi Geofysikk Geokjemi	Dokument type	Forekomster (forekomst, gruvefelt, undersøkelsesfelt) Rostafjell Kirkerøstene Steinkjerringa
Råstoffgruppe Malm/metall	Råstofftype Zn, Pb, Cu	

Sammendrag, innholdsfortegnelse eller innholdsbeskrivelse

Rostafjellets geologi er satt inn i en regional sammenheng. de petrografiske undersøkelsene viser høy metamorfosegrad. Amfibolittene ansees å være omvandelte basalter.

Malmmineraliseringene i området er av to typer: 1) En sinkblende/magnetkis kombinasjon og 2) Nesten ren pyrittmalm.

Geofysiske undersøkelser viser at mineraliseringene ligger i grrafitt-gneissen, på grensen mot marmor; målingene tyder også på utbredt småfolding i området, samt sprekker uten forkastninger.

Gjennom studier av geokjemiske bekkesedimenter vurderes mulighetene for funn av mal og hvor Cu-førende mineraliseringer befinner seg.

Avslutningsvis påvises en eksalativ-sedimentær dannelse for mineraliseringene, mens det påpekes at mer undersøkelser må til for å få en økonomisk vurdering.

GEOLOGISCH-TEKTONISCHE KARTIERUNG UND
PETROGRAPHISCH-LAGERSTÄTTENKUNDLICHE
UNTERSUCHUNGEN IM ROSTAFJELL, HELGE-
LAND, NORD-NORWEGEN

DIPLOMAHERKITT

von

Ing. i. d. Ing. Lothar Borch

Ich versichere, die ob-
liegende Arbeit selbständig
angefertigt zu haben.

Lothar Borch

Clausthal-Z., den 15. Juli 1966

INHALT

	<u>Seite</u>
VORWORT	4
EINLEITUNG	5
GEOLOGIE	
Anmerkungen zur regionalen Geologie	6
Geologie des Rostafjells	9
PETROGRAPHIE	
Beschreibung der Gesteinstypen	15
Beschreibung der Minerale nach mikroskop. Befund	31
Zusammenfassung	56
ERZVORKOMMEN	
Beschreibung der Minerale nach mikroskop. Befund	58
Zusammenfassung der mikroskopischen und makro- skopischen Beobachtungen	67
SPEZIALKARTE DES GEOPHYSIKALISCH VERMESSENEN FELDES	74
GEOCHEMIE DER BACHSEDIMENTE	75
GENESE DER ERZLAGER	77
BEWERTUNG DER ERZVORKOMMEN	81
ZUSAMMENFASSUNG	83
SAMMENDRAG	85
LITERATUR	87
ANHANG:	90
Beschreibung der Proben	
Tabellen zu Mineralinhalt und -mengen der Dünn- und Anschliffe	
KARTEN:	
1 Geologie (nach Luftbildern), ca. 1 : 20 000	
2a Ergebnisse der geophysikalischen Messungen	
2b Kartierung des vermessenen Feldes 1 : 5 000	
3 Ergebnisse der Sediment-Analysen (Bloom-Test)	
4 Ergebnisse der Sediment-Analysen (Cu-Gehalte)	

Zahlen im Text in Verbindung mit Autoren: Hinweis auf das Literaturverzeichnis, sonst auf Handstücke oder die dazugehörigen Dünn- bzw. Anschliffe.

VORWORT

Zu Beginn dieser Arbeit möchte ich die Gelegenheit wahrnehmen, allen denen meinen aufrichtigen Dank auszusprechen, die mir bei der Durchführung dieser Arbeit in so vielfältiger Weise mit Rat und Tat geholfen haben.

Herrn Direktor H. FANGEL von der Nord-Norge A/S Bergverkselsskapet gebührt mein Dank für die Vergabe der Arbeit und die Finanzierung der Feldarbeit.

Sehr zu Dank verpflichtet bin ich den Damen und Herren des Mineralogisch-petrographischen Instituts der Bergakademie Clausthal, Technische Hochschule, besonders Herrn Prof. Dr.-Ing. habil. H. BORCHERT und Herrn Dr. G. ANGER, für die Vermittlung der Arbeit und die vielseitige Hilfe bei deren Durchführung.

Insbesondere möchte ich mich bei den Herren Geologen A. KRUSE von der Motjell Grube und Dr. C. KÄHRER von der Bleikvassli Grube für unermüdliche Betreuung während meines Norwegen-Aufenthaltes im Sommer 1965 bedanken.

Clausthal-Zellerfeld, den 15. Juli 1966

Lothar Borsch

EINLEITUNG

Etwa 30 km südlich der Stadt Mo i Rana im südlichen Nordnorwegen liegt das Rostafjell, ein rund 100 km² großer Gebirgsrücken, dessen höchster Punkt die 1000 m - Grenze erreicht. Es wird im Westen vom Sörfjord und dem Finneidfjord, im Süden und Norden von den scharf eingeschnittenen Tälern des Bjerkaelv bzw. des Dalselv begrenzt. Nach Osten schließt es sich an die Gebirgsketten an. Die genaue Lage sowie weitere geographische Einzelheiten sind der Karte auf Seite 10 zu entnehmen.

Wie an vielen anderen Stellen der näheren und weiteren Umgebung, so legte man auch auf dem Rostafjell etwa um die Jahrhundertwende auf der Suche nach Erz eine Anzahl Schürflöcher an. Es sind hier rund ein Dutzend Schürfrgruppen und Einzelschürfe, in denen nur zum Teil Erz zu finden ist. Die Schürflöcher sind herausgesprengt worden, die Trümmer liegen darin oder in der Umgebung verstreut. Hinzu kommt die Verwitterung in mehr als einem halben Jahrhundert. Es ist also sehr schwer oder unmöglich, hinlanglich genaue Angaben über das anstehende Erz, dessen Mächtigkeit oder über den durch typische Handstücke zu belegenden Durchschnittsgehalt zu machen.

Ebenso wie in anderen nordnorwegischen Erzvorkommen zwang die Frage nach wirtschaftlichem Abbau zu neuen Untersuchungen über den geologischen Verband der Erzkörper, über deren Zusammensetzung und möglicherweise über deren Genese. Unter diesem Gesichtspunkt war es meine Aufgabe, die geologische Struktur des Rostafjells eingehender als bisher geschehen aufzunehmen sowie Gesteins-, Erz- und Sedimentproben zur mikroskopischen bzw. geochemischen Auswertung zu sammeln. In dieser Arbeit soll nun versucht werden, die Fülle des vorhandenen Materials zu ordnen, um mit Hilfe der umfangreichen Literatur zu konkreten Aussagen gelangen zu können.

Einige Autoren, die das südliche Itana-Gebiet bearbeitet haben, meist in größerem Zusammenhang, sind: J. H. L. VOGT (24), G. HOLMSEN (10) und J. W. A. BUGGE (5).

GEOLOGIE

Zur Einleitung soll eine ganz kurze Übersicht über die geologische Entwicklung Nordnorwegens gegeben werden.

Zusammen mit großen Teilen der Britischen Inseln, Irlands und des Nordsee-Untergrundes lassen sich Norwegen und weiter im Norden Spitzbergen der Kaledonischen Faltenzone zuordnen. Als Folge der großen Erstreckung sind viele Sonderentwicklungen zu beobachten, von denen hier nur die in Nordnorwegen skizziert werden kann (im wesentlichen nach A. N. MASAROWITSCH, 13).

Im Unterkambrium begann der Geosynklinal-Raum abzusinken, nicht gleichmäßig, sondern nur teilweise, so daß einzelne größere Bereiche des Präkambriums die Teilbecken trennten. Der Ausgang des Silurs, die Ardennische Phase der Kaledonischen Orogenese, brachte die Ausfaltung. Sie setzte sich fort in der Erischen Phase. Das präkambriische Grundgebirge Schwedens taucht unter diese Falten bei Annäherung an die Gebirgskette Norwegens.

Auf die Faltung folgte das Herausheben des Gebietes in mehreren Phasen. Neogene und quartäre, starke Hebungen verursachen das Hochgebirgsrelief. Bekanntlich läßt sich auch noch in geschichtlicher Zeit das Aufsteigen nachweisen.

Eine schnelle Übersicht über die tektonische Gliederung Norwegens gibt die Skizze auf Seite 7. Sie soll hier nicht weiter erläutert werden.

Zwischen der Trondheim-Mulde im Süden und Finnmarken mit ebenfalls wenig umgewandeltem Eokambrium im Norden erstreckt sich ein Gebiet mit recht einförmiger geologischer Gliederung. Wenig östlich der Landesgrenze schließt sich das Präkambrium Schwedens an. Am Aufbau dieser Nordland-Troms-Region beteiligen sich neben zahlreichen Intrusivgesteinen (überwiegend Granite) Metamorphite der Amphibolit-Fazies.

Übersichtsskizze zur tektonischen Gliederung der
norwegischen Kaledoniden.

(nach O. HOLTEDAL, aus A. N. MASAROWITSCH, 13)



Präkambrium

Spragmit-Formation (eokambrisch)

nichtmetamorphes Paläozoikum

metamorphes Paläozoikum

 Ergußgesteine von Bamble

 Antiklinale Zonen

 Synklinale Zonen

 Richtung der Aufschiebungen

Die fossilfreien Glimmerschiefer und Marmor-Lagen werden zum Kambro-Silur gestellt, begründet durch Vergleiche mit den weniger metamorphen, fossilführenden Nachbargebieten im Süden und Norden. Für diese Schichtfolge prägte J. H. L. VOGT den Namen "Tromsø-Glimmerschiefer-Marmor-Gruppe", T. STRAND verwendet in der "Geology of Norway" den Ausdruck "Nordland-Facies".

Die gerade in Nordland besonders häufigen Granite haben granitischen bis granodioritischen Chemismus. Ihr kaledonisches Alter wurde durch neuere Bestimmungen (K/Ar- und Re/Os-Methode) an einigen Massiven bestätigt. Daneben läßt sich in vielen Fällen der Übergang vom Schiefer zum Granit nachweisen, meist über alle Zwischenstufen ("Augengneis"), was als Zeichen der Granitisation zu werten ist.

Die nähere Umgebung des Rostafjells, der Rana-Distrikt, ist eingehend im Jahre 1932 von G. HOLMSEN (10) beschrieben worden. Die folgenden Erläuterungen sind dieser Beschreibung entnommen.

Das Gebiet läßt sich grob in drei Streifen einteilen, die etwa Nord-Süd verlaufen. Im Küstenbezirk und an der schwedischen Grenze überwiegen eruptive Gesteine ("Granit, Gabbro und Hornblendegesteine, Olivinstein, Serpentin", weitaus am meisten Granite), dazwischen herrschen Glimmerschiefer mit Kalkstein-Lagen vor. Diese Lagen zeichnen im Kartenbild deutlich die Struktur des Mittelstreifens nach. Im Norden und Süden Ranas streichen sie etwa Nord-Süd und verlaufen überwiegend randlich der Glimmerschieferzone; zwischen dem Svartis-Gletscher und dem Ranafjord biegen sie in die Ost-West-Richtung um, wobei die Ausstrich-Breiten an den Bögen zunehmen. G. HOLMSEN (10) begründet diese Erscheinung mit einer Schwelle, die einen Nord- von einem Südtrog trennt. Die Frage nach der Art der Schwelle (Grundgebirge oder Verbindung der beiden randlichen Granit-Massive) bleibt offen.

Im Rana-Distrikt findet sich eine große Zahl von Erzvorkommen: Schwefelkieserze, Blei-Zink-Kupfer-Erze, Molybdänerze und Eisenerze.

Es handelt sich bisher nur um Fundpunkte, abgebaut werden heute nur die Blei-Zink-Erze der Moijell-Grube und die sedimentaren Eisenerze mit Hämatit und Magnetit im Dunderlandsdalen-Bezirk nördlich der Stadt Mo i Rana.

Wie die geologische Karte zeigt, treten größere tektonische Störungen, abgesehen von einigen Überschiebungen, in Rana nicht auf.

Eine Übersicht über die Geologie Ranas und des südlich angrenzenden Hatfjelldals gibt die Karte auf Seite 10, übernommen von F.M. VOKES (24).

Geologie des Rostafjells

Anmerkungen: Hauptaufgabe der Feldarbeit im Sommer 1965 war es, die bisher wenig bekannte Struktur des Rostafjells aufzuklären. Die Größe des Gebietes, die bemessene Zeit und das Klima ließen von vornherein nur eine Auskartierung der tektonischen und petrographischen Grundzüge zu. Da geeignete Karten fehlten, wurde mit Hilfe von Luftbildern kartiert, deren Maßstab (etwa 1 : 20 000) durch das starke Relief beträchtlich schwankt. Die Ergebnisse sind in der Karte 1 (Anhang) zusammengefaßt. Die wesentlichsten Details wurden auf die zur Feldarbeit nicht brauchbare Karte 1 : 50 000 (Norway 1 : 50 000, Korgen, 1st. edition AMS, M 711, sheet 1927 II, 1944 u. 1952) übertragen (Seite 13). Einzelheiten des östlichen und südöstlichen Rostafjells, welches nicht begangen werden konnte, sind nur den Luftbildern entnommen.

1.) Struktur

Das Rostafjell gliedert sich deutlich in zwei Teile: einen Sattel im SW und den Teil eines Sattels im NE. Die Faltenachse des SW-Sattels taucht schwach nach NW ab, die des NE-Sattels nach SE. Beide streichen mit etwa $N 110^{\circ} E$. Da der Verlauf der südwestlichen (und wahrscheinlich auch der nordöstlichen) Achse etwas

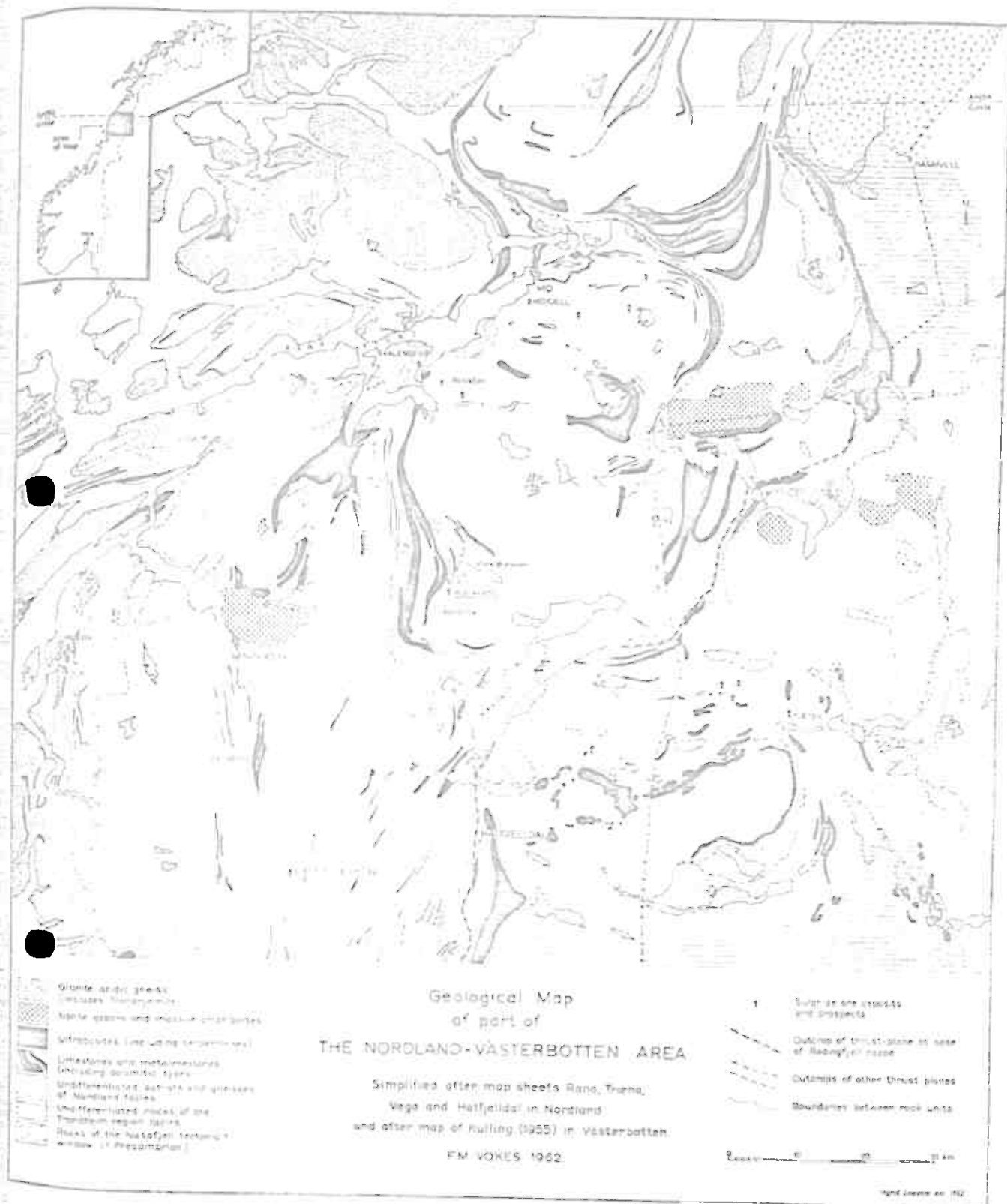


Figure 1. Map of part of Nordland and Västerbotten showing the geological situation of Bleikvassli mine.

Fig. 1. Kart over deler av Nordland fylke og Västerbotten Län som viser Bleikvassli beliggenhet.

Pfeile: Rostafjell

vom Relief beeinflußt wird, ist eine Vergenz der Achsenebenen anzunehmen, und zwar nach NE. Beide Sättel sind durch eine enge, vergente Mulde miteinander verbunden. Neben diesen Hauptsätteln gibt es mehrere Spezialsättel.

2.) Schichtfolge

Als Ergebnis der Kartierung läßt sich folgende Legende aufstellen:

Glimmerschiefer	(im weiteren Sinne) (Granat-Biotit-Schiefer, Augengneis, Graphitgneis) darin \pm Amphibolit
Marmor	
Glimmerschiefer	
Bändergneis	
Glimmerschiefer	alle mit \pm Amphibolit
Marmor	
Glimmerschiefer	

Einzelheiten über die Gesteine findet man im Kapitel "Petrographie".

3.) Lineationen

Auffallend sind die ausgeprägten Kluftsysteme, die man überall im Rosta fjell findet. Die Klüfte streichen recht genau Nord-Süd und fallen steil (80° - 90°) nach Osten, selten auch nach Westen ein. Verschiebungen oder Verstellungen sind an diesen Klüften nicht beobachtet worden. An Stellen, wo sie Pegmatoid-Gänge schneiden, sind diese zerbrochen, sehr selten auch gegeneinander verschoben. Der hierbei gefundene höchste Betrag lag noch unter fünf Zentimetern. Neben diesem Nord-Süd-Kluftsystem gibt es eine ganze Anzahl weiterer in vielen Richtungen, die aber recht selten sind. Auch diese verwerfen die Schichten anscheinend nicht.

Die Nord-Süd-Richtung der kleinen Klüfte findet sich sehr deutlich wieder, wenn man die Luftbilder betrachtet. Diese größeren Lineationen schwanken etwas stärker in der Streichrichtung; auch sie stehen steil, denn das Relief beeinflußt sie kaum. Auch hier finden sich selten andere Richtungen.

Bei all diesen Lineationen handelt es sich wohl um Dehnungs- oder Zerrungsklüfte, die parallel größerer Störungen verlaufen, etwa der großen Überschiebung im Osten.

Eine etwa Nord-Süd-streichende Störung wird im Bereich des Finneidfjords vermutet. Sie konnte jedoch nicht nachgewiesen werden.

Erläuterungen zu den Karten



nicht unterteilter Granat-Glimmerschiefer,
Plagioklas-Augenschiefer und -gneis,
+ Amphibolit

Graphit-reiche Partien



Marmor, + Amphibolit



Bändergneis, + Amphibolit

gestrichelte Grenzen: Luftbild-Kartierung
gepunktete Grenzen: vermutetes Fortsetzen
(nicht aufgeschlossen)



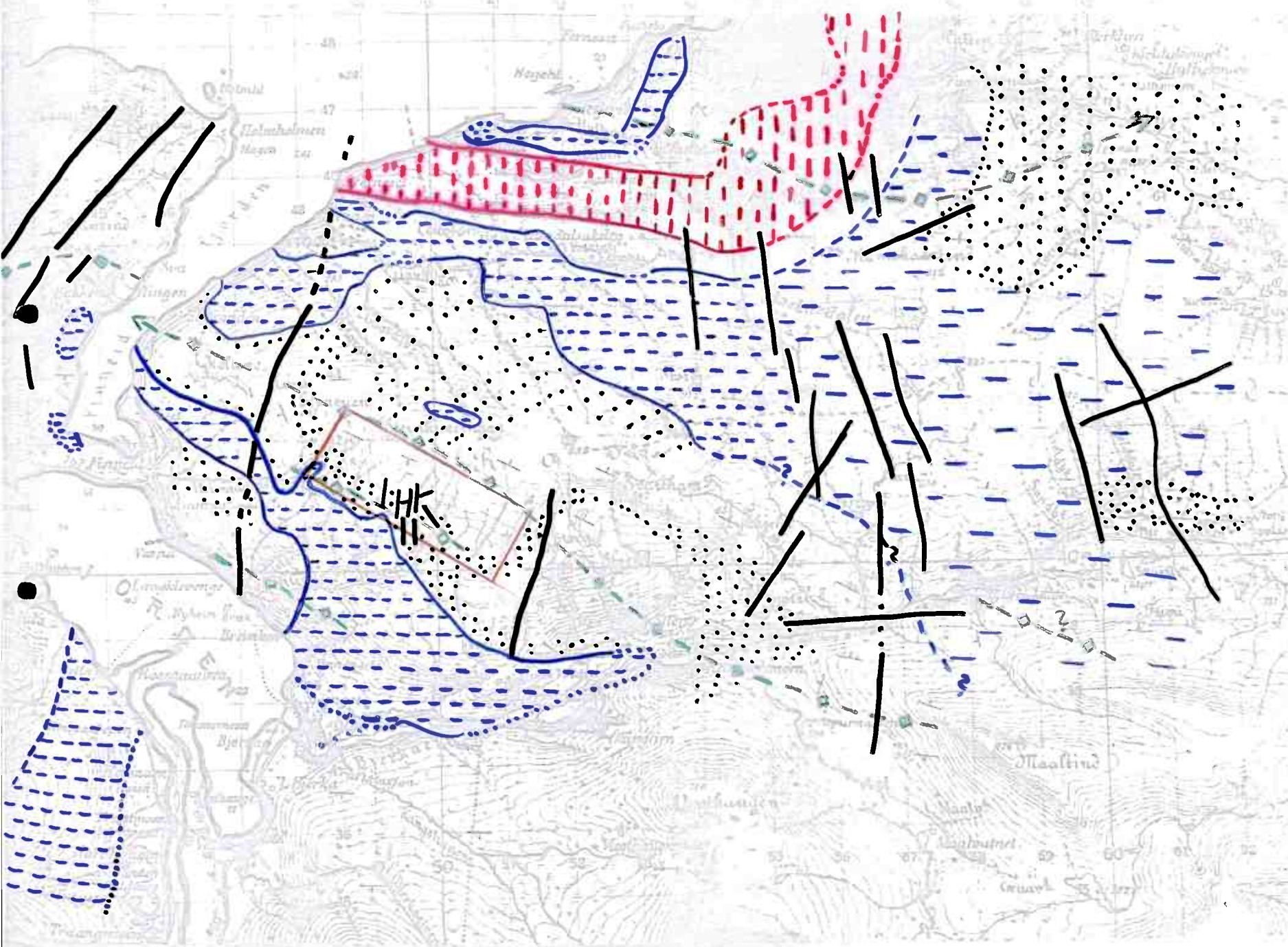
Lineationen (Klüfte), dem Luftbild entnommen.



Geophysikalisch vermessenes Feld,
Erzschürfe



Bäche, denen Sediment-Proben entnommen wurden.



PETROGRAPHIE

Beschreibung der Gesteinstypen

Glimmerschiefer

Unter diesem Sammelbegriff verbirgt sich eine Anzahl Gesteinstypen, welche zwei Eigenschaften gemeinsam haben: Glimmerreichtum und (überwiegend) schiefriges Gefüge. Versucht man, diese Glimmerschiefer zu untergliedern, so findet man eine große Zahl mehr oder weniger mächtiger Lagen (einige cm bis einige m), die auf Grund ihres Mineralinhalts oder ihres Gefüges einen Sondernamen verdienen.

Da es nicht Ziel dieser Arbeit sein konnte, eine solche Detail-Gliederung durchzuführen, soll die Glimmerschiefer-Gruppe hier trotz ihres so heterogenen Charakters summarisch behandelt werden.

Die Glimmerschiefer bilden im Rostafjell wie auch in der ganzen Nordland-Fazies so etwas wie eine "Grundmasse", in die die hiervon deutlich abzutrennenden Gesteinskomplexe (Bändergneis, Marmor) eingebettet sind.

Die Hauptminerale dieser Gruppe sind Biotit, Almandin, Quarz, Plagioklas (überwiegend Oligoklas), Muskovit, Disthen, Epidote sowie untergeordnet eine Reihe anderer, stets auch geringe Mengen Graphit (gegen die Grenze zum Marmor nimmt dieser stark zu, siehe Graphit-Gneis, S. 18).

Die Mengenanteile wechseln sehr stark, die Grenzen der einzelnen Lagen sind verschwommen mit Ausnahme der eingeschalteten Amphibolite, die meist recht deutliche Grenzen haben. Die Minerale sind überwiegend grobkörnig, stets deutlich bis gut eingeregelt und nur selten zersetzt (verwittert).

Neben dem eigentlichen "schiefrigen" Glimmerschiefer ist der "Augengneis" weit verbreitet. Sein meist recht hoher Plagioklasgehalt ist in

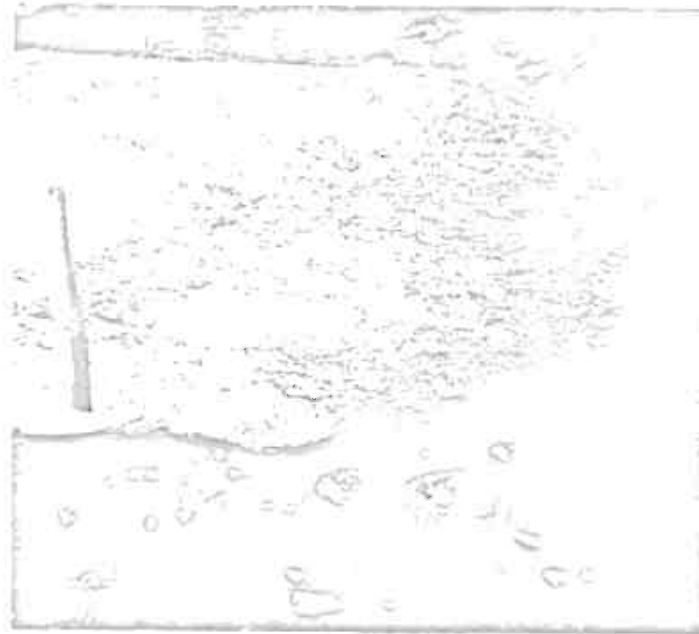


Abb. 1 Block eines Disthen-Biotit-Glimmerschiefers
(Vgl. Handstück 41)
Rostafjell, Steinkjerringen.



Abb. 2 Heller (ausgebleichter) Augengneis
(Vgl. Handstück 45), vom Eis rundgeschlif-
fene Höcker.
Rostafjell, Steinkjerringen
(Höhe ca. 800 m)

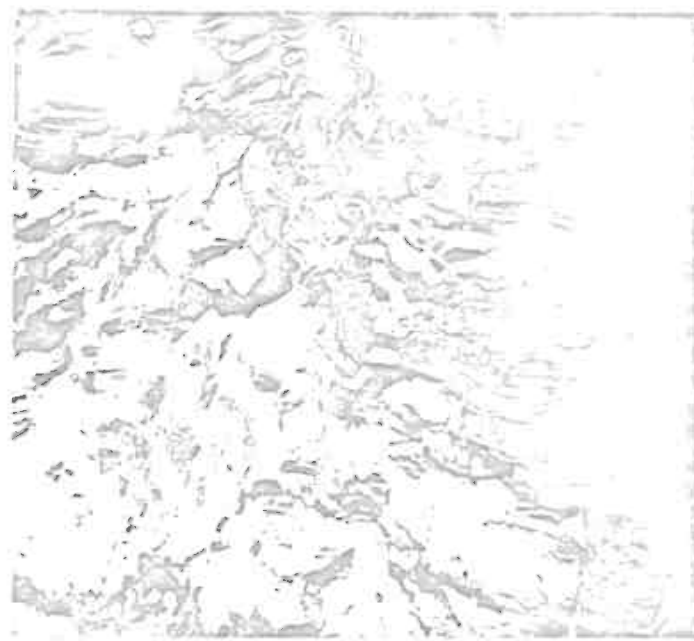


Abb. 3 Stark verfältelter, gebänderter Glimmerschiefer, Übergänge zu Gneis (helle Lagen)
Straße Skandal - Dalseiv.

den "Augen" (Knollen, Knauern, Bändern u.a., Abb. 1) konzentriert, im Stoffgehalt unterscheidet er sich sonst wenig oder gar nicht vom Glimmerschiefer. Zwischen diesem und dem Augengneis finden sich alle Übergänge ("Augenschiefer"), andererseits verdichten sich die Ausschlüpfungen oft zu Pegmatoiden (vgl. "Pegmatit-Bildungen"). Die Augengneise können als ehemalige Glimmerschiefer aufgefaßt werden, die infolge ihres Stoffbestandes - höherer Quarz- und Plagioklasgehalt - bevorzugt von der Granitisation erfaßt und so vergneist wurden.

Typische Handstücke: Glimmerschiefer XVI₂, XXXII₃, 41
Augengneis XIX, XXIII, XXXIV

Im Gelände oberhalb der Baumgrenze fallen die Augengneise durch helle, vom Eise rundgeschliffene Höcker auf: Abb. 2.

Im oberen Teil des Augengneises und des Graphitgneises (im SW-Teil des Rostafjells) liegen die erzführenden Schürfe.

Graphitgneis

Der im Glimmerschiefer-Komplex stets vorhandene Graphitgehalt erhöht sich gegen die Grenze zum Marmor so stark, daß die Bezeichnung Graphitgneis zu gebrauchen ist.

Im Gelände fällt dieses Gestein durch eine intensiv braune oder gelbe Verwitterungsfarbe auf, wohl verursacht durch den meist recht hohen Schwefelkiesgehalt. Die Mächtigkeit ist sehr schwer anzugeben, weil die Grenzen völlig unscharf sind; möglicherweise gibt es mehrere graphitreiche Zonen. Die Gesamtmächtigkeit mag etwa im 100m-Bereich liegen.

Abgesehen vom Graphitgehalt (bis etwa 15 %) und der Schwefelkiesführung gleicht der Graphitgneis in Mineralinhalt und Ausbildung weitgehend dem angrenzenden "Augengneis".

Der hohe Graphitgehalt kennzeichnet dieses Gestein als ein ehemaliges Sediment, reich an organischen Bestandteilen (Faulschlamm-Fazies, Sapropel oder Gytja).

Typische Handstücke: 12₂ - 12₄, 13, 18₂, 22

Marmore

Eine für die Nordland-Fazies typische Gesteinsgruppe sind die Marmore, als Lagen in die Glimmerschiefer-Abfolge eingeschaltet. J.H.L. VOGT (24, S. 113) gibt eine scheinbare Mächtigkeit von rund 350 m bei etwa 30° Einfallen für die Marmorlage an, die westlich des Sörfjords ausstreicht. Das bedeutet eine Mächtigkeit von etwa 170 m.

Wie erwähnt, bilden die Marmore mächtige Lagen im Glimmerschiefer. Im SW-Teil des Rostaffjells liegen sie stratigraphisch am höchsten; sie sind deshalb weitgehend erodiert und in unzusammenhängende Felder zerteilt. Nach dem Aussehen im Handstück kann man zwei Typen unter-

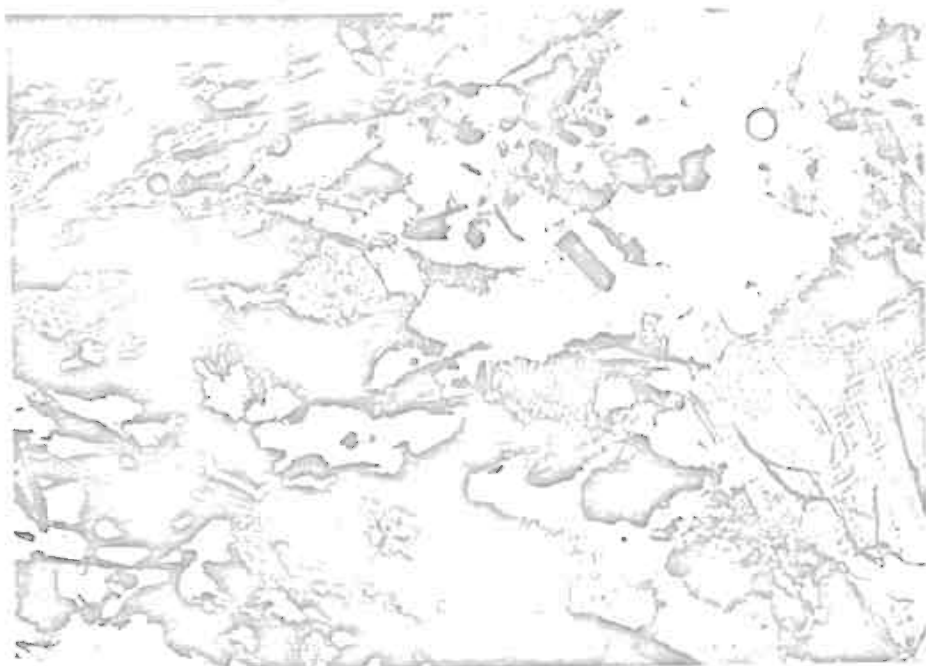


Abb. 4, Schliff Nr. 16, Graphit-Augengneis
(33 x, + Nicols)

Das gut geregelte Gneisgefüge wird unterbrochen von einem diskordant durchsetzenden "Auge" aus groben Feldspat- und Quarz-Körnern.



Abb. 5, Schliff 6, Aktinolith-Kalzit-Dolomit-Marmor,
angefärbter Dünnschliff
(130 x, 1 Nicol).

Im Gefüge der verzwillingten Dolomit-Kristalle (hellgrau) liegen wenige Kalzit-Körner und Zwickelfüllungen verstreut (hier angefarbt, dunkelgrau).

scheiden, jedoch sind Übergänge häufig: 1. grobkörniger, heller Marmor, meist mit groben Grammatit-Kristallen, überwiegend dolomitisch (zur Unterscheidung Kalzit-Dolomit vgl. S. 43), 2. feinkristalliner bis dichter, grauer oder auch bläulicher, manchmal gebänderter Marmor, vielfach mit feinem Graphit, Pyrit oder mit cm-großen, schwarzen Strahlstein-Rosetten (Grammatit-Aktinolith). Der zweite Typ kommt gelegentlich außerhalb der Hauptlagen in dünnen bis dezimeterdicken Einschaltungen im Amphibolit vor (jedoch ohne Strahlstein), mit dem er vielleicht genetisch oder durch die Metamorphose verknüpft ist. Hiervon abgesehen, konnte irgendeine Beziehung für die Verteilung der beiden Typen nicht gefunden werden. Das gleiche gilt für die Häufigkeit der Amphibole innerhalb der Marmore: nahezu reinen Grammatit kann man oft nicht weit von praktisch Amphibol-freiem Marmor finden. Dies könnte in einem lokal begrenzten, genügend hohen SiO_2 -Angebot (primär-sedimentär oder sekundär zugeführt) eine Erklärung finden.

Auch die Verteilung von Kalzit und Dolomit ist anscheinend an keine feste Regel gebunden. Zum Verhältnis dieser beiden Karbonate zu den Amphibolen vgl. Abschnitt "Karbonate".

Die Grenzen der Marmor-Lagen gegen die Nebengesteine scheinen meist recht scharf zu sein, manchmal gibt es jedoch Übergänge in Form von "Kalk-Glimmerschiefern". Gut aufgeschlossene Grenzbereiche fehlen.

Die Hauptmineral-Führung der Marmore ist recht eintönig: Kalkspat, Dolomit und weißer, grobstengeliger Grammatit oder rosettenartige Aggregate von schwarzem (im Dünnschliff schwach gefärbtem) Aktinolith. Viel verschiedenartiger sind die Nebenbestandteile: Quarz, Plagioklas, Epidote, Glimmer, Graphit, Pyrit. Graphit oder hellbraune, seltener grünliche Glimmer treten gelegentlich stärker hervor (z. B. Graphit-Dolomit-Marmor 21, Glimmer-Marmor 190).

Typische Handstücke: IX, 1, 2, 4 - 6, 21

"Kalkglimmerschiefer: XL, XXIX

Bändergneis

Eine auffällige Erscheinung des Rostafjells ist der Bändergneis, der besonders oberhalb der Baumgrenze im Gelände und auf dem Luftbild durch seine helle Farbe weithin zu erkennen ist. Die Feldbezeichnung "Bändergneis" soll beibehalten werden, sie kennzeichnet das Gestein sehr treffend: auffallende Bänderung eines typischen Gneises (Definition E. WENK, 27). Petrographisch wäre er als Muskovit-Mikroklin-Gneis zu bezeichnen. Trotz ihrer Mächtigkeit von rund 500 m, die z.T. durch die Tektonik noch erhöht wird, ist diese auffällige helle Bank des Gneises als "Leithorizont" zur Aufklärung der Tektonik gut geeignet.

Die helle "Grundmasse" des Gneises besteht etwa zu gleichen Teilen aus Quarz, Kalifeldspat (Orthoklas und Mikroklin), Oligoklas (etwa An 15) und Muskovit, dazu Spuren von Biotit, Granat und opaken Mineralen. Myrmekite sind häufig zu finden. Die dunklen (verschiedene Graustufen), recht scharf begrenzten Bänder mit Mächtigkeiten im cm-Bereich verlaufen selten genau parallel; gewellt oder schwach gebogen, keilen sie meist nach einigen Metern aus. Stellenweise können sie so stark zunehmen, daß sie den Charakter des Gesteins bestimmen. Ihre dunklere Farbe verdanken sie einem erhöhten Gehalt von Biotit, Granat, weniger auch Amphibol. Der Dünnschliff XXVI_{1b} einer dünnen, dunklen Lage zeigt eine Mylonit-Zone aus einem feinkörnigen (10 - 20 μ), aus Quarz und dunkel olivbraunem Biotit bestehenden Gemenge mit einzelnen groben, oft verbogenen Muskovit-Schuppen darin, die ebenso wie die übrigen Muskovite des Bändergneises mikroskopisch schwach braun gefärbt sind. Einige typische Eigenschaften zeigen die Abb. 8 und 9.

Die Grenzen des Bändergneises gegen die benachbarten Glimmerschiefer kann man nur innerhalb einiger Zehner von Metern festlegen. Die gelegentlich auch an anderen Stellen im Glimmerschiefer zu findenden hellen (Bändergneis-)Lagen nehmen allmählich an Häufigkeit und Mächtigkeit zu, die dunklen Lagen ab. Einige der letzteren bestehen aus fast reinem, grobschuppigem Biotit, aus reinem oder granat- oder kies-

reichem Amphibolit, Ausschnitte aus dem gut aufgeschlossenen Übergangsbereich zeigen die Abb. 6 und 7.

In der Literatur und auf den geologischen Karten findet man diesen Bändergneis durchweg als Granit bezeichnet. Wenn auch der Mineralinhalt diesen Namen rechtfertigen mag, so halte ich aus folgenden Gründen den Bändergneis für ein ehemaliges Sediment, etwa eine Grauwacke oder Arkose.

- 1.) Es erscheint unwahrscheinlich, daß ein Granit durch die Metamorphose eine so ausgeprägte, feine und scharf begrenzte Bänderung erhält. Diffusion während der Erstarrung oder Sammelkristallisation bei der Metamorphose würden sicher die Grenzen verwischen.
- 2.) Gegen eine Entstehung aus Granit spricht der allmähliche Übergang vom Biotit-Schiefer und die eingeschalteten Amphibolit-Lagen (ehemalige Laven oder Tuffe), beides weist auf ein ehemaliges Sediment hin.
- 3.) Es ist wohl wenig wahrscheinlich, daß ein Granit von etwa 500 m Mächtigkeit über Kilometer Länge hin völlig konkordant in die Glimmerschiefer intrudiert ist.

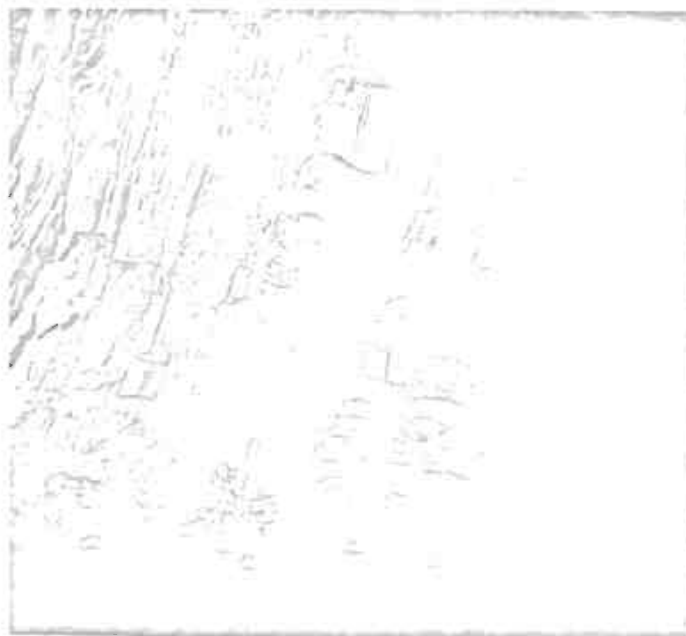
Diese Ablehnung der Bezeichnung "Granit" gilt nur für den Bändergneis des Rostafjells. Ähnliche Deutungen der "plattigen, gebänderten Granite" im Mojeil-Gebiet finden sich auch bei R. SAAGER (20).

Typische Handstücke: XXIV₂, XXVI



ca. 1 m

Abb. 6 Übergangszone zwischen Bändergneis und Biotit-Glimmerschiefer. Amphibol- und Biotit-reiche Lagen in überwiegend hellem Gestein.
Straße Finneidfjord - Dalselv



ca. 1 m

Abb. 7 Übergangszone zwischen Bändergneis und Glimmerschiefer. Vorherrschend dunkle Lagen mit Biotit und Amphibol.
Straße Finneidfjord - Dalselv

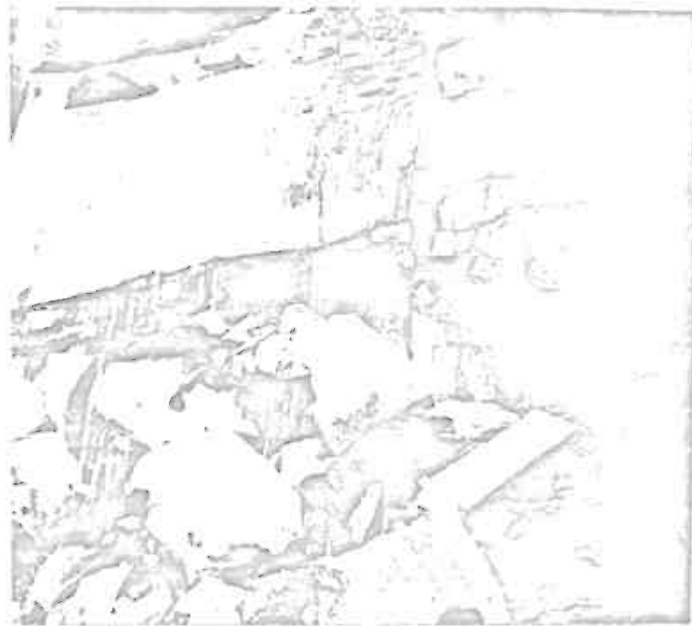


Abb. 8 Bändergneis, vorherrschend dunkle Lagen.
Steinbruch Skandal



Abb. 9 Bändergneis, subparallele Bänderung.
Steinbruch Skandal

Amphibolite

Die durchaus nicht seltenen Amphibolite sind als dm- bis m-mächtige Lagen mit unscharfen Grenzen in den anderen Gesteinen zu finden. Wegen fehlender Aufschlüsse konnten sie nie weit im Streichen verfolgt werden, vermutlich sind es auskeilende, linsenartige Körper von einigen hundert (?) Metern Erstreckung. Das würde auch zur Genese passen: hier wie anderswo werden die Amphibolite als ehemalige basische Laven oder Tuffe gedeutet.

Neben dem namengebenden Amphibol (Hornblende, zur Bestimmung s. S. 40) beteiligen sich eine große Zahl anderer Minerale noch am Aufbau der Amphibolite. Stets in größerer Menge (etwa 10 - 30 %) sind Quarz und Plagioklas (Albit, seltener Oligoklas oder Andesin, vgl. S. 33) vorhanden. Weitere Hauptbestandteile können sein: Granat, Biotit, Epidot, Erzminerale. Die Gehalte an Plagioklas nehmen ab bei zunehmendem Epidot-Anteil ($\text{E}10_2$, XXXII₁). Stets sind Karbonate (wohl Kalzit) vertreten, immer aber untergeordnet als Zwickelfüllungen. Graphit ist ausgesprochen selten, was bei den graphitreichen umgebenden Gesteinen als Beweis für die nicht-sedimentäre Entstehung der Amphibolite herangezogen werden kann.

Wie die "Augengneise", so zeigen die Amphibolite häufig auch Quarz- oder/und Plagioklas-"Augen" bis hin zu dm-mächtigen Pegmatoiden. Bei der geringen Mächtigkeit der Amphibolite ist es wahrscheinlich, daß die größeren Pseudo-Pegmatite vom benachbarten Augengneis eingepreßt wurden.

Eine eigenartige Erscheinung soll noch erwähnt werden. Gelegentlich findet man faust- bis kopfgroße, etwas gerundete Bruchstücke (?) von Marmor, z. T. mit Grammatit, als Einschlüsse im Amphibolit (7, XXXV). Die Grenze Amphibolit/Marmor ist scharf, manchmal von einer Mylonit-Zone begleitet (Dünnschliff 7₂), einem Hinweis auf Bewegung gegeneinander.

Die Deutung dieser Erscheinung soll hier offen bleiben. Möglich wäre es, daß es sich um Marmor- (ehemals Kalkstein-) Trümmer handelt, die bei der Tuff- oder Lavaeruption mitgerissen wurden. Gegen eine konkretionäre Bildung sprechen Form und Mineralbestand.

Typische Handstücke: XI₁, XII₁, XVII₁

Pegmatit-ähnliche Bildungen (Pseudo-Pegmatite, Pegmatoide)

Eine besonders häufige Erscheinung im Augengneis und im angrenzenden Marmor sind die "Pegmatite". Im Schrifttum findet man sie meist als "Granit-Gänge" bezeichnet (z. B. G. HOLMSEN: "granittganger og knuter og knoller av kvarts", 10, p. 57). Einige frische Straßenaufschlüsse am Fuß des Rostfjells zeigen jedoch sehr schön, daß es sich um "Pseudopegmatite" (Pegmatoide) handelt, die der Glimmerschiefer (Augengneis) "ausgeschwitzt" und zum Teil ins Nebengestein abgepreßt hat. Es gibt alle Übergänge von millimetergroßen "Augen" über konkordant eingeschaltete Bänder und Linsen bis zu metermächtigen Körpern, die die Schichten regellos durchschneiden. Diese Entwicklung zeigen die Abb. 10 - 13. Die Abb. 11 läßt auch deutlich die verschwommenen Grenzen gegen die Biotit-reichen Lagen erkennen.

Die Pegmatoide müssen sich schon in einem frühen Stadium der Orogenese gebildet haben, denn sie sind mit eingefaltet. Spalten, auf denen die größeren, diskordant auftretenden Pegmatoide eingedrungen sein mögen, haben Orogenese und Metamorphose verwischt. Ihre räumliche Form (Lagen, Linsen, Gänge) konnte nicht sicher beurteilt werden, denn geeignete Aufschlüsse fehlen.

Die Mineralführung der Pegmatoide ist meist sehr eintönig. Kleine "Augen" bestehen oft aus einem Plagioklas-Kristall, an der glatten Spaltfläche zu erkennen. Auch in den größeren und großen überwiegt dieses Mineral weitaus. Kristalle von einigen Zentimetern sind durchaus nicht selten, idiomorphe Formen dagegen sehr. Die Korngröße

innerhalb eines Pegmatoids ist meist recht konstant. Unregelmäßig, parallel zur Schichtung des Glimmerschiefers oder auch (bes. bei großen, diskordanten) zur Längserstreckung eingeregelt, finden sich wechselnde Mengen von Glimmern in der Plagioklas-Grundmasse. Sowohl Biotit als auch Muskovit findet man, jedoch selten, zusammen. Meist sind es cm-große Einzelschuppen, manchmal in Lagen oder Flässern angereichert. In einigen Pegmatoiden treten kleine "Bücher" eines hellen, deutlich gelben Glimmers auf.

Quarz spielt in den Pseudopegmatiten eine nur geringe Rolle. Er bildet einzelne Nester, auch Zwickelfüllungen zwischen den Plagioklasen. Idiomorphe Kristalle fehlen, da die zu ihrer Ausbildung notwendigen Hohlräume unter den hier in Frage kommenden Bedingungen ganz unwahrscheinlich sind.

An einigen Stellen in größeren Pegmatoiden gibt es massenhaft schwarzen Turmalin (Schörl). Diese Nester sind stets in quarzreiche Partien im Plagioklas eingebettet. Die manchmal bis fingerdicken Kristalle sind stets stark zerbrochen, die Brüche meist mit Quarz verheilt. Gelegentlich sind Einzelteile schief gestellt und dann verkittet, was auf Bewegung bei oder nach der Kataklyse deutet. Die relative Häufigkeit des Turmalins beim Fehlen anderer typischer Pegmatit-Mineralen ist leicht zu erklären: die Glimmerschiefer reicherten als ehemalige Tone Bor an und gaben es bei der Metamorphose zur Bildung von Turmalin wieder ab, meistens in die ersten "Ausschwitzungen" hinein.

Abgesehen von einzelnen dm-großen Disthen-Kristallen an einer Stelle konnten andere als die erwähnten Minerale in den Pegmatoiden nicht identifiziert werden.

Eine Sonderstellung in bezug auf Größe, Mineralgehalt und Mineralausbildung nimmt ein großer Pegmatoid ein (Fundort- und Probenbezeichnung: P). Er durchschneidet auf rund 30 m (vielleicht auch mehr) in

2 - 3 m Breite diskordant den Augengneis. Dezimeter-Kristalle von Plagioklas und Muskovit sind die Regel; einzelne ebenso große unreine Granate sind stark zerbrochen. Partienweise häufen sich die oben erwähnten, kleinen, gelben Glimmer-Pakete. Neben Einzelkristallen sind Turmaline (Schörle) als feinstrahliger, wirrer Filz, als sonnen- oder federartige Aggregate oder (sehr oft) als strahlig in die Muskovit-Pakete parallel zur Spaltbarkeit eindringende, lange Nadeln zu finden.

Es muß hier offen bleiben, ob auch hier ein Pegmatoid vorliegt oder aber ob es ein echter Pegmatit ist, zu einem in der Tiefe steckenden Granit gehörend.

Typische Handstücke: III, XIX, XXIII, XXXIV, 30, P, T, D, B 8.



Abb. 10 Augengneis, beginnende Pegmatoid-Bildung, eng eingefaltet.

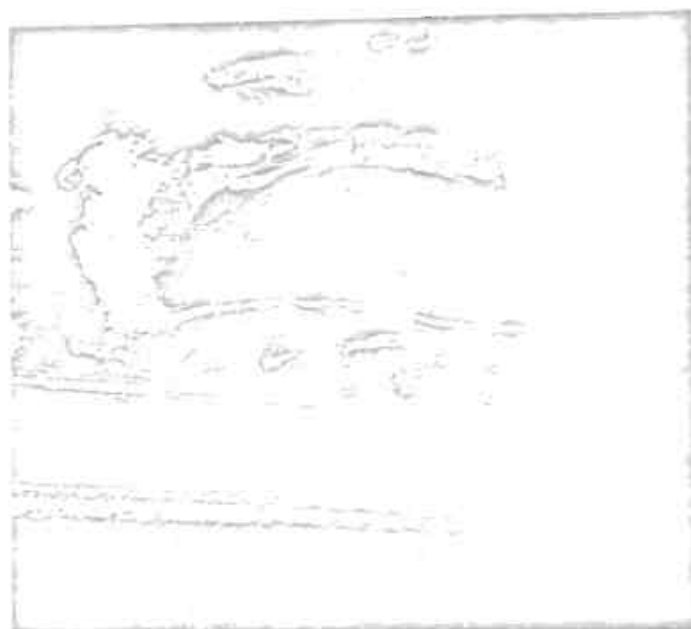
Straße Finneidfjord - Dalselv



Abb. 11 Augengneis, fortgeschrittene Pegmatoid-Bildung.
Straße Finneidfjord - Dalselv



Abb. 12 Augengneis, Übergänge zu größeren diskordanten Pegmatoiden.
Straße Finneidfjord - Dalselv



ca. 1 m

Abb. 13 Augengneis, Übergang von kleinen, konkordanten zu größeren, diskordanten Pegmatoiden.

Straße Finneidfjord - Dalselv

Beschreibung der Minerale nach mikroskopischem Befund

Quarz

Abgesehen von einigen Marmoren (5_1 , 7_2) kommt Quarz in allen untersuchten Dünnschliffen vor. Die Mengenanteile wechseln naturgemäß mit dem Charakter des Gesteins stark: einzelne Körner oder Nester (z. B. im Marmor 2, 6_1 u. a.) bis zum überwiegenden Bestandteil (besonders in erzhohen Nebengesteinen: E 5_1 , E 16 u. a.).

Die Formen der Körner reichen von etwa isometrisch (12_2 , 14) bis zu langgestreckten Fetzen (18_1 u. a.). Drucklamellierung ist bei fast allen Schliffen, mehr oder weniger stark ausgeprägt, die Regel. Bemerkenswert ist, daß meist die Lamellen der verschiedenen Quarz-Körner grob parallel liegen, einige Schliffe aber eine Regelung nach zwei oder mehreren Richtungen, z. T. in unmittelbar nebeneinanderliegenden Quarz-Körnern, zeigen (z. B. 12_2). Dies ist oft bei etwa isometrischer Kornform der Fall. Die langgestreckten Körner, allgemein gut in das Parallelgefüge eingeregelt, zeigen die Lamellierung entweder in der Längsrichtung (der häufigere Fall, z. B. E 16) oder senkrecht dazu (z. B. E 4_1). Ebenso häufig wie die Drucklamellierung ist die gleichfalls auf mechanische Beanspruchung zurückzuführende Kataklastik der Quarz-Körner. Auch hier sind aus Gründen der Festigkeit die isometrischen Körner unregelmäßig zerbrochen, die langgestreckten dagegen meist von untereinander grob parallel verlaufenden Sprüngen senkrecht zur Streckung durchzogen (z. B. E 17_5 , E 18). Verbunden mit diesen beiden Erscheinungen ist stets eine meist starke undulöse Auslöschung.

Quarz-Einschlüsse in anderen Mineralen sind häufig zu beobachten. Dabei fällt auf, daß die Einschlüsse (meist ein einzelnes Korn) rundliche bis tropfenförmige Formen haben. Sie sind besonders häufig in Plagioklas (24 , E 4_1 u. a.), Disthen (E 4_1) und Granat (11_1 , E 5_1) sowie in Epidot, in dem sie jedoch oft regellose Formen und nicht selten myrmekitartige Verwachsungsstrukturen zeigen (vgl. Kap.: Myr-

mekite). Ähnliche graphische Verwachsungen gibt es mit Feldspäten (XXXIV, 16) und auch mit benachbarten Quarzkörnern, insbesondere bei feiner Körnung.

Zwischen normal begrenzten Körnern und Myrmekit-Gefügen sind oft verschiedene Übergangsstufen zu beobachten. Aus der Tatsache, daß Quarz oft die Zwischenräume zwischen den anderen Mineralen ausfüllt, vor allem wenn er nur untergeordnet auftritt (z. B. in den Marmoren), ist zu schließen, daß er während der Metamorphose umgelagert und dabei als letzter ausgeschieden worden ist. Darauf deuten auch oft zu beobachtende korrosionsartige Begrenzungen der Quarz-Körner (wie auch anderer Minerale, besonders Epidot) hin. Hier ist die Auflösung und Umlagerung unterbrochen worden.

Die Quarz-Körner im Dünnschliff XXIV₃ liegen in Nestern und Gängen mit eigenartig ausgefranzten Begrenzungen, selten in scharf begrenzten Einzelkörnern und Nestern. Andere Schliffe enthalten Gängchen oder Ansammlungen von feinkörnigem Quarz auf Korngrenzen, was ebenfalls auf Umlagerungen zurückzuführen ist.

Von den grobkristallinen Quarzen, wie sie in den Pegmatoid-Bildungen häufig sind, wurde mikroskopisch nur ein Schliff des Quarz-Turmalin-Pegmatoids B 8₃ untersucht. Die großen Quarz-Körner dieses Schliffes sind mechanisch wenig beansprucht, d. h. sie sind in bezug zur Metamorphose (Orogenese) spät gebildet worden. (Die Drucklamellierung und optische Zweiachsigkeit einer Randpartie des Schliffes ist wohl auf die Präparation zurückzuführen.)

Feldspäte

Fast alle untersuchten Gesteinsproben führen Feldspäte in wechselnden Mengen: Plagioklas, Orthoklas oder Mikroklin, manchmal auch mehrere zusammen. Nur wenige Dünnschliffe zeigten sich feldspatfrei: die meisten

Marmore, einige Amphibolite und manche Glimmerschiefer sowie Nebengesteine der Erzvorkommen. Die Diagnose des Mikroklin ist wohl stets eindeutig wegen seiner Gitterlamellierung, schwierig dagegen oft die Unterscheidung von Orthoklas und Albit, der bei geringem An-Gehalt ähnliche Lichtbrechung und kaum Lamellierung aufweist. Zur Bestimmung des Chemismus der Plagioklase diente die Methode der maximalen Auslöschung in der Zone I (010). Dabei störten die undulöse Auslöschung und die häufig feine Lamellierung stark. In vielen Schlifften fehlten auch geeignete Schnittlagen. Daher sind die ermittelten Werte für die An-Gehalte nur als Hinweise zu verstehen.

Plagioklas

Der Chemismus dieser Minerale schwankt zwischen dem des Albit (An >5) bis zu dem des Andesin (An 45) in einem Fall bis zum Labradorit An 35 (E-4₁) (Methode und Einschränkungen s. o.!). Die Amphibolite führen meist An-arme, die erznahen Gesteine An-reichere Plagioklase. Davon abgesehen, konnte zwischen der Gesteinsart und dem Plagioklas keine Beziehung gefunden werden. Der Mengenanteil der Plagioklase schwankt stark: nahezu Plagioklas-frei (z. B. einige Marmore) bis zu über einem Drittel (in manchen Glimmerschiefern).

Die typische Zwillingslamellierung ist zum Teil recht grob, häufig aber auch sehr fein (<5 μ Lamellenbreite), manchmal beide nebeneinander. Oft sieht man noch eine weitere lamellare Verzwillingung einzelner Lamellen-Bereiche. Das kann so weit gehen, daß eine Gitterlamellierung entsteht, die aber meist nicht das ganze Korn erfaßt (z. B. in 24, XXI, II u. a.). Auf der anderen Seite gibt es nicht selten, wie erwähnt, unlamellierte Plagioklase, durch höhere Lichtbrechung vom Orthoklas zu unterscheiden.

Die Plagioklase sind fast immer xenomorphe Körner, selten einmal hypidiomorphe Leisten. Kataklaste und Drucklamellierung findet man oft,

dagegen fehlt (wie zu erwarten) der Zonarbau. Einschlüsse anderer Minerale sind häufig, besonders größere Plagioklas-Körner enthalten oft massenhaft rundliche Quarz-Einschlüsse.

In vielen Schliffen findet man einzelne oder viele Plagioklas-Körner mit beginnender Zersetzung: schwache Trübung, Braunfärbung, Serizitisierung, von Spaltrissen aus oder entlang Lamellengrenzen vordringend. Größere Serizit-Nester bei fehlendem Plagioklas lassen ebenfalls auf Umsetzung schließen. Plagioklas-Kerne in Epidoten und vielleicht auch Myrmekit-artige Verwachsungen zwischen Epidot und Quarz zeigen eine Epidotisierung der Plagioklase an.

Zu myrmekitischen Verwachsungen Plagioklas/Quarz s. Kap. "Myrmekite".

Kalium-Feldspate

In nur wenigen Dünnschliffen machen die Kalium-Feldspate Orthoklas und Alukrokin einen nennenswerten Mengenanteil neben dem Plagioklas aus, selten überwiegen sie diesen (z. B. im Erznebengestein E 14₅). Stets treten sie in Glimmerschiefern oder Gneisen auf, häufig zusammen; Mikrokin überwiegt wohl mengenmäßig.

Ebenso wie bei den Plagioklasen kann man oft eine beginnende Zersetzung (Trübung), meist von Spaltrissen aus, beobachten. Auch hier sind (meist rundliche) Quarzeinschlüsse häufig, ebenso wie Kataklase und undulöses Auslöschen.

Perthitisierte Orthoklase und Alukline findet man in fast allen Kalium-Feldspat-führenden Dünnschliffen. Manchmal nur sehr schwer zu erkennen, erreichen die Entmischungskörper andererseits gelegentlich beachtliche Größe, teilweise mit gutausgeprägter Plagioklas-Lamellierung (E 12₂).

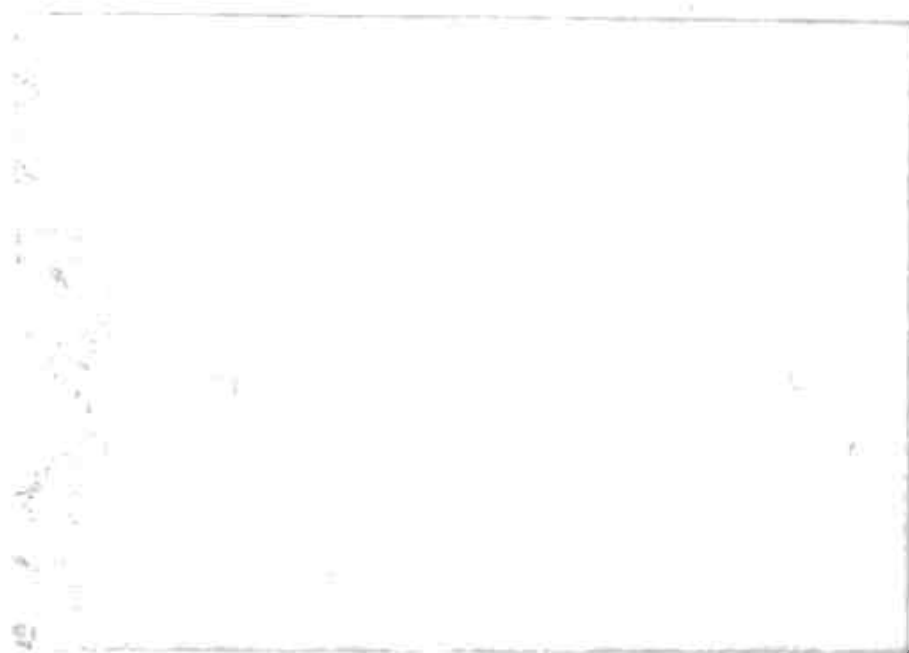


Abb. 14. Schliff Nr. E 12₂, Erz-Nebengestein; erzfreier, graphitführender Gneis
(130 x, + Nicols)

Kaliumfeldspat (Orthoklas) mit grober Perthitisierung, z. T. mit Zwillingslamellierung der Plagioklas-Entmischungen.



Abb. 15. Schliff Nr. 22₁, graphitreicher Gneis, (130 x, + Nicols)

Epidot mit einem Kern von unzersetztem Plagioklas.
Umgebung Quarz, Glimmer, Graphit.

Glimmer

Nur ganz wenige der untersuchten Gesteine sind frei von Glimmern, so z. B. der Schriff E 5₁ (Granat-Quarzit). Sonst schwanken die Mengenteile stark: einzelne Schuppen (z. B. in den meisten Marmoren) bis zum Hauptgemengteile im Glimmerschiefer (um 50 % in 14, II u. a.). Biotit ist weitaus häufiger als Muskovit, der in größerer Menge nur in einigen hellen Gesteinen auftaucht (Quarz-Muskovitschiefer 14, Erznebangesteine E 8₁), untergeordnet neben Biotit aber weit verbreitet ist. Beide Glimmer sind häufig miteinander verwachsen (11₁), nicht selten parallel, wo sich dann gelegentlich Chlorit oder Graphit beteiligen (16, 41₁, E 12₂, XXIX u. a.).

a) Biotit

Bei der Durchsicht der Dünnschliffe fällt die große Variationsbreite der Biotit-Färbungen auf. Neben der "normalen" braunen Farbe gibt es Übergänge zu fast farblos, manchmal in einem Schliff nebeneinander, so daß die Grenze gegen Muskovit aufgrund der Farbe schwer zu ziehen ist. Auf der anderen Seite sind intensiv gefärbte Varietäten nicht selten: tief rotbraun im "Auge" eines Augen-Glimmerschiefers (16) oder im Epidot-Amphibolit E 10₂ ("Wodanit" mit hohem Titan-Gehalt), olivbraun im Muskovit-Gneis XXVI₁, im Biotit-Schiefer 12₁, im Glimmerschiefer 41₁, selten auch intensiv grün als dünne Lamellen zwischen "normalem" Biotit im Biotit-Garbenschiefer 17₁ oder als Randpartien bei Schnitten etwa parallel (001) mit fließenden Übergängen (Mischfarbe) im Biotit-Schiefer II. Eine klare Beziehung zwischen Farbe und Intensität sowie der Gesteinsart läßt sich aus den vorliegenden Proben nicht aufbauen, weil allzu viele Ausnahmen eine Regel wieder durchkreuzen. Der Grund mag vielleicht in einem bevorzugten Einbau stark färbender Elemente (z. B. Ti) in Biotit liegen, so daß neben schwach gefärbten Amphibolen (z. B. in E 10₂) oder im hellen Muskovit-Gneis XXVI₁ intensiv rot- oder olivbraune Biotite gebildet werden.

In fast allen Gesteinen zeigen die Biotite mehr oder weniger kräftige pleochroitische Höfe um Einschlüsse oder gegen Nachbar-Mineralkörner. Die strahlenden Minerale sind manchmal kleine Zirkone, meist als Einschlüsse, überwiegend aber Epidote und Orthite (vgl. Kap. Epidot-Zoisit-Orthit). Im Schliif XVI₇ (Granat-Amphibolit) sind daneben auch um Zirkon-Einschlüsse Entfärbungen zu beobachten. Die Biotite im Augen-Glimmerschiefer 16 sind verschieden stark beeinflusst: im Glimmerschiefer erzeugen Epidot (und Zirkon?) häufig starke pleochroitische Höfe, in den Biotiten der "Augen" sind sie dagegen selten (um winzige Einschlüsse: Zirkon?). Dies läßt darauf schließen, daß die letztgenannten Biotite bei der Augenbildung neu entstanden sind.

Wären es ältere, umschlossene Relikte aus dem Glimmerschiefer, so müßte das zerstörte Gitter der ehemaligen Höfe nach dem Abbau der Epidote, verbunden mit dem Abtransport der eingebauten radioaktiven Ionen aus dem Bereich der "Augen", vollständig wieder verheilt sein.

Außer den bereits obenerwähnten Verwachsungen der Biotite mit Muskovit, Chlorit und Graphit gibt es noch gelegentlich solche mit Amphibolen, Quarz und Erz. Überhaupt scheint Biotit die Nähe von Graphit und Erz zu bevorzugen (Fe-Angebot?). So gehen die Muskovite des Schliifes E 7₄ in der Nähe oder neben Erz (Brauneisen?) meist in feinschuppigen Biotit über. Augenscheinlich haben dabei Bewegungen (Zerreiben von Muskovit durch Erzkörner) eine Rolle gespielt.

Zersetzungen oder Umwandlungen sind selten zu beobachten, so z. B. im Graphit-Biotit-Schiefer 24 (Biotit → Chlorit).

b) Muskovit

Wie erwähnt, ist der helle Glimmer weit verbreitet, tritt aber gegen Biotit meist zurück. Der Muskovit ist oft schwach gefärbt: grau-braunlich (XXXIV, 14, E 7₄) oder deutlich braun ohne scharfe Grenze

gegen Biotit (E 18₁, E 4₁ u. a.). Diese gefärbten Varietäten haben nicht selten pleochroitische Höfe um oder gegen Epidote. Deutlich grün gefärbte Muskovite führen einige mikroskopisch nicht untersuchte Handstücke (3, 10, 190).

Als elastische Schuppen oder Pakete sind Muskovite in Mylonit-Zonen erhalten geblieben (z. B. XXVI₁). Die starke Beanspruchung - undulöse Auslöschung, Stauchung, Umbiegung - schließt eine postkinetische Bildung aus. Neubildung durch Blastese läßt dagegen das Neben- oder Durcheinander von Serizit (in Nestern) und grobem Muskovit vermuten (12₂, 14, 18₁ u. a.). Auch finden sich häufig Muskovit und Erz nahe beieinander, wenn auch seltener und nicht so auffallend wie beim Biotit.

Umwandlungen oder Zersetzungen sind nicht zu beobachten.

c) Serizit

Abgesehen von Fällen, wo er offensichtlich durch Zerreiben von Muskovit entstanden ist - 22₁ enthält in einer unregelmässigen Grundmasse von "Serizit" viele Bruchstücke anderer Mineralien -, verdankt der Serizit seine Entstehung stets irgendwelchen Umsetzungen. Das zeigen Relikte an, auch die Ballung zu Nestern deutet darauf hin. Unregelmässig zerfressene Fetzen von Disthen bilden Kerne solcher Nester (Glimmerschiefer 12₂ und 16). Eine Umwandlung dieser Art erfordert Kaliumzufuhr, die durch die beginnende Ausschmelzung (teilweise Mobilisation der leichtflüchtigen Bestandteile, Augenbildung) leicht erklärt werden kann. Das "Auge" im Schliff 16 führt einige leistenförmige Serizit-Nester neben frischem Plagioklas. Dies sind ehemalige Disthene, die unter den Pegmatoid-Bedingungen nicht stabil waren. Zwischenstufen der Umsetzung gibt es im umgebenden Glimmerschiefer (s. o.). Andere Schliffe zeigen reine Serizit-Ansammlungen von verschiedenen Formen, manche (E 17₃) unregelmässige Gemenge von Serizit, Chlorit (?), Erzstaub, rundlichen Quarz-Einschlüssen.

Selten sind Umsetzungen von Plagioklas zu Serizit (24: Serizit fiederförmig in Plagioklas hineinwachsend).

Chlorit

Die Gruppe der Chlorit-Mineralen soll hier nicht weiter aufgegliedert werden, weil diese stets nur untergeordnet in einigen der untersuchten Gesteine auftreten.

Zwei Erscheinungsformen der Chlorite sind gut gegeneinander abzugrenzen:

- 1.) feinstrahlig, wirr oder büschelig, auch faserig, oft zusammen mit anderen feinkörnigen Mineralen (Quarz, Karbonat) entweder auf Gängchen, ehemaligen Rissen (XXX₁), in Nestern (8₁) oder in Bewegungszonen, wie der Umgebung größerer Granate (XXX₁) oder, vermengt mit feinkörnigem (zerbrochenem) Amphibol, auf der Grenze zwischen Amphibolit und Karbonat-Einschluß (7₂). Diese Chlorite sind sicher sekundär durch Umsetzungen entstanden, zumal sie sich meist in der Nähe von Amphibolen oder Biotiten finden.
- 2.) Die primär im Verlauf der Metamorphose gebildeten Chlorite stellen grobe Schuppen oder Pakete dar, die meist mit Biotit und Muskovit verwachsen sind, häufig alle drei parallel (E 10₂).

Die Farbe der Chlorite schwankt zwischen farblos bis schwach grünlich, selten auch intensiv grün als feine Lagen parallel verwachsen mit Biotit (17₁), wobei jedoch die Frage, ob es sich um grünen Biotit handelt, offen bleibt. Auffallend blaue bis lila Interferenz-Farben zeigen einige Chlorite im Dünnschliff E 10₂. Im Schliff XXIX haben "Kern-epidote" (vgl. Epidot-Orthit) z. T. starke pleochroitische Höfe im Chlorit hervorgerufen.

Amphibole

Nach der Art des Gesteins, in dem der Amphibol vorkommt, und dem Chemismus unterteilt man zweckmäßig zwei Hauptgruppen:

- 1.) Marmore mit Aktinolith-Grammatit
- 2.) Amphibolite mit Hornblende

Der Amphibol-Gehalt der Glimmerschiefer und Gneise ist unbedeutend.

Zur Bestimmung der Art der Amphibole diente die Auslöschungsschiefe. Unsicherheiten ergaben sich dabei durch die teilweise starke undulöse Auslöschung sowie häufig durch ungeeignete Schnittlagen der Mehrzahl der Mineralkörner (Grund: Keine Extra-Dünnschliffe zur Amphibol-Bestimmung, daher überwiegend etwa (001)-Schnitte der meist gut geregelten Amphibole).

Amphibol-Mineralie im Marmor

Mit Ausnahme weniger Handstücke (z. B. Graphit-Dolomit-Marmor 21, Kalkspat-Marmor XXI) führen alle Karbonat-Proben wechselnde Mengen von Amphibol. Die Anteile schwanken zwischen etwa 5 % (4₄) und 70 % (5₁). Der Chemismus entspricht dem des Grammatits, wobei sich keine scharfe Grenze gegen den Aktinolith ziehen läßt. Das bringt auch die Färbung zum Ausdruck: zwischen farblos und schwach grünlich gibt es oft Übergänge. Die Einzelkörner sind meist typisch langsaugig ausgebildet, idiomorphe Begrenzungen sind jedoch sehr selten. Zwickel und Brüche der Amphibole sind meist von Karbonaten ausgefüllt.

Zersetzungen oder andere Umsetzungen konnten nicht gefunden werden.

Amphibole in Amphiboliten

Zusammen mit hellen Mineralen, wie Plagioklas, Quarz und Epidot, sind Amphibolite meist aus Hornblendern aufgebaut. Der höchste gefundene

Mengenanteil in dieser Gruppe liegt bei etwa 65 - 70 %. Die Erscheinung der Amphibolite ist ähnlich wie die der Marmor-Gruppe, die Farben entsprechen natürlich denen der Hornblenden, sie sind oft verschieden intensiv.

Ähnlich wie bei den Biotiten sind auch bei den gefärbten Amphibolen pleochroitische Höfe um Epidot-Mineralen nicht selten, meist aber wesentlich schwächer als bei den Phyllosilikaten. Einfache Zwillinge konnten nur in einem Schliff beobachtet werden ("Garbenschiefer" 17₁). Oft findet man Parallelverwachsungen mit Biotit (XXX₁) oder rundliche Verwachsungen bis tropfenförmige Einschlüsse von Plagioklas oder besonders Quarz (Amphibolit 40). Die meisten Amphibole sind frisch, bei einigen (z. B. XXXH₁) ist als Zeichen beginnender Zersetzung eine Trübung von den Spaltrissen aus in das Mineral zu beobachten.

Der Erzkörper-nahe Amphibolit E 10 unterscheidet sich nicht von anderen: auch dessen Amphibole sind Hornblenden. Die Erznebangesteine E 2₂ und E 3₂ enthalten dagegen (makroskopisch grüne) Grammatite, ähnlich denen der Marmore ausgebildet.

Disthen

In den Glimmerschiefern weit verbreitet, macht Disthen stets nur den Mengenanteil von einigen Prozent aus. Im Dünnschliff ist er meist farblos, seltener schwach grau getönt, im Handstück ebenfalls nur schwach blau. Fast immer bildet er unregelmäßige oder säulige Fetzen, nicht selten massenhaft durchsetzt von rundlichen Quarzeinschlüssen, ähnlich wie die Feldspäte oder Epidote. Häufig zeigen die Disthene korrosionsartige Formen. In einigen Schliffen (12₂, 16, 18) sind sie weitgehend serizitisiert: Nester von Serizit, oft noch in säuligen Formen, enthalten zerfressene Kerne von Disthen. Die zu dieser Umwandlung nötige Stoffzufuhr (Kalium) kann durch die Mobilisation leichtflüchtiger Komponenten bei der beginnenden Migmatisierung leicht erklärt werden.



Abb. 16. Schliff Nr. 12₂, Graphit-Quarz-Glimmerschiefer
(33 x, + Nicols)

Unregelmäßig verteilte Graphit-Schuppen in einem
Quarz-Glimmer-Gemenge. Ein Serizit-Nest ent-
hält die zerfressenen Reste eines Disthen-Kristalls.



Abb. 17. Schliff Nr. 18, Graphit-reicher Gneis
(130 x, + Nicols)

Zerfressener Disthen-Rest in einem Serizit-Nest.
Umgebung: Quarz

Karbonate

Außer in den eigentlichen Marmoren sind die Karbonate regelmäßig in den Amphiboliten, selten auch in Glimmerschiefern anzutreffen. In den beiden letzten betragen die Gehalte nur einige Prozent, stets sind es Zwickelfüllungen. Während im Amphibolit das Karbonat zum primären Stoffbestand gehören kann, wird es sich in den Schiefeln um Umlagerungsprodukte handeln, z. T. wohl durch Zersetzung der Feldspäte entstanden, auf deren Korngrenzen er sich manchmal findet (H).

Im allgemeinen farblos, finden sich in einigen Schliffen Karbonat-Körner mit schwacher bis deutlicher graubrauner Tönung, die dann pleochroitisch zu sein scheinen (4₄, 6₁). Da es sich bei beiden um Dolomit-Marmor handelt (s.u.), mag das auf höheren Fe-Gehalt und beginnende Verwitterung (Oxydation des Fe^{2+}) zurückzuführen sein.

Sind in den Marmoren Amphibole (Grammatit) vorhanden, so bildet das Karbonat stets die Grundmasse oder, bei hohem Amphibol-Gehalt, die Zwickelfüllungen. Gelegentlich sind Karbonat und Amphibol deutlich lagen- oder partienweise voneinander getrennt (6₁). Es sind überwiegend etwa isometrische, recht gleichmäßige, meist wenig verzahnte Körner, die in richtungslosem Gefüge die Marmore aufbauen. Selten ist eine Streckung, verbunden mit schwacher Einregelung, zu erkennen. Stets findet man mehr oder weniger ausgeprägte Zwillinglamellierung, häufig nach zwei Richtungen (Gitterlamellierung), gelegentlich durch Spalttrisse wenig gegeneinander versetzt. Eine Einregelung der Lamellensysteme kann nur selten, und dann ganz schwach, wahrgenommen werden. Eine eigenartige Erscheinung ist im Schliff XL zu beobachten: die langlichen, gut eingeregelter Kalzit-Körner sind oft fleckig oder bandartig getrübt, meist grob senkrecht zur Streckung, selten unregelmäßig.

Zur Unterscheidung von Kalzit und Dolomit (evtl. Ferrodolomit, vgl. oben 4₄, 6₁) in den Gesteinen, in denen die Karbonate Hauptbestandteil sind, wurden einige Dünnschliffe sowie die Handstücke mit Alizarin-S-

Lösung angefärbt. Kalkspat (und Aragonit, der hier außer Betracht bleiben kann) nimmt eine intensiv rote Farbe an, während Dolomit (wie die übrigen rhomboedrischen Karbonate) unverändert bleibt.

Dabei zeigte sich, daß zwischen den fast reinen Endgliedern Kalzit-Marmor (z.B. IX) und Dolomit-Marmor (z.B. 21) Übergänge vorkommen, sowohl in der Mengenverteilung als auch in der Intensität der Anfärbung. Letzteres ist besonders bei einigen angefärbten Handstücken, aber auch an Dünnschliffen zu bemerken. So zeigt das Handstück 2 (Grammatit-Marmor) neben tiefroten auch rosa getönte Partien. Die Dünnschliffe 8₁ und 2, in denen alles Karbonat angefärbt ist, haben fleckige bis wolkige, schwacher rot bis fast farblose Partien. Dies könnte auf veränderten Chemismus (erhöhter Mg-Gehalt) deuten oder auch nur auf Unregelmäßigkeiten beim Färben zurückzuführen sein. Weiterhin fällt bei den angefärbten Dünnschliffen auf, daß die roten Kalzit-Körner häufig von farblosen, die ungetarnten Dolomit-Kristalle von roten, runden Flecken unregelmäßig durchsetzt sind. Sie sind scharf begrenzt, haben einen Durchmesser von etwa 20 μ und sind manchmal etwas gehäuft vorhanden.

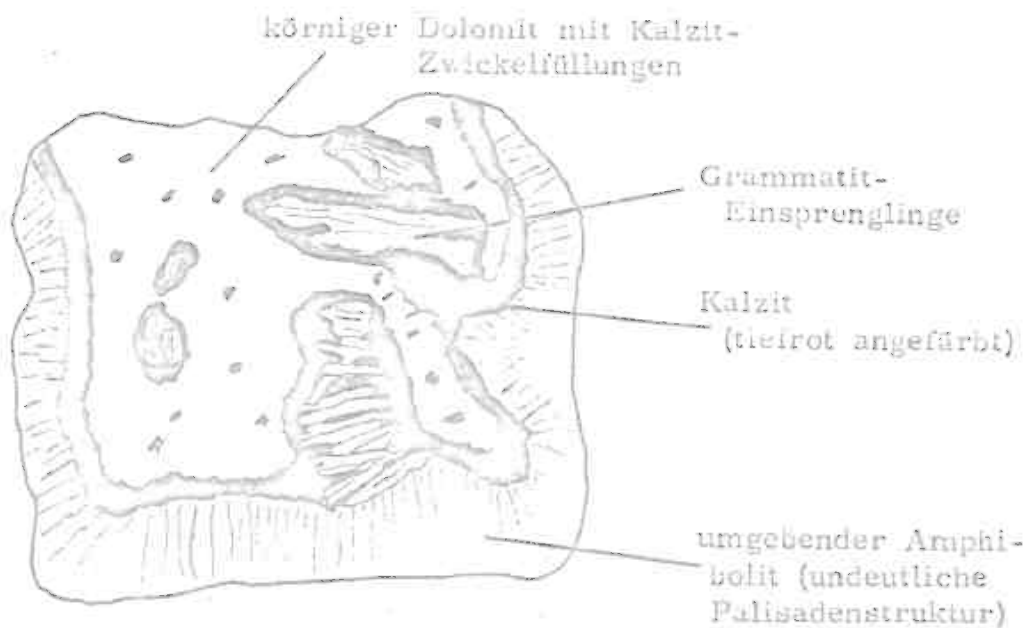


Abb. 18. Skizze des Handstückes XXXV (nat. Größe): Marmoreinschluß in Amphibolit (angefärbt mit Alizarin)

Enthält der Marmor überwiegend Dolomit, so bildet Kalzit die Zwickelfüllungen. Ebenso werden die Zwickel zwischen den Grammatit-Kristallen sowie häufig auch deren unmittelbare Umgebung von Kalzit gebildet. Besonders auffallend ist dies beim angefarbten Handstück XXXV (Grammatit-Dolomit-Einschluß in Amphibolit): die Grenze gegen den Amphibolit sowie die Grammatit-Kristalle bildet ein meist zusammenhängender, bis zu 2 mm breiter roter Saum (Kalzit), während die Hauptmenge Dolomit ist (vgl. Abb. 18). Man kann diese Erscheinung durch den Mg-Verbrauch der porphyroblastisch im Dolomit-Marmor gewachsenen Amphibole erklären. Bei steigendem Amphibol-Gehalt mußte allgemein auch der Kalzit-Anteil auf Kosten des Dolomits steigen. Diese Regel scheint sich bei der Untersuchung der ungefarbten Proben zu bestätigen. Sie entspricht auch dem von H.G.F. WINKLER (28, S. 21) angegebenen Reaktionsschema



Epidot-Zoisit-Orthit-Gruppe

Weit verbreitet in allen Gesteinstypen des bearbeiteten Gebietes sind die Mitglieder dieser Mineralgruppe, deren Abgrenzung gegeneinander nicht einfach ist. Verhältnismäßig sicher läßt sich Orthit durch seine (meist) braune Farbe und die starken pleochroitischen Höfe, die er erzeugt, identifizieren. Die Trennung zwischen Epidot und Zoisit, die ohne weitere Hilfsmittel aufgrund schiefer bzw. gerader Auslöschung geschehen kann, ist hier allgemein nicht möglich, weil Bezugsrichtungen fehlen. Die Mengenanteile schwanken recht stark: Spuren oder einige Prozent in den meisten Gesteinen, höhere Gehalte - bis zu rund 30 % - vorwiegend in den Amphiboliten (z.B. XXIV₁). Es fällt auf, daß bei hohem Epidot-Gehalt die Feldspäte gering vertreten sind und die Plagioklase wenig Ca führen (Oligoklas). Der Epidot vertritt also den Plagioklas, genauer dessen Anorthit-Komponente, die unter den Bildungsbedingungen des Gesteins nicht stabil war. Auf eine vielleicht nur teilweise Entstehung der Epidote

aus Plagioklasen deuten folgende Beobachtungen hin: 1. Zwillingslamellierungen nach Art der Plagioklasse (II: Biotit-Schiefer, E 10₂: Epidot-Amphibolit), 2. Plagioklas-Kerne von unregelmäßiger Gestalt in Epidot-Körnern (22₁: Graphit-Schiefer), 3. Myrmekit-artige Verwachsungen, meist in Nestern, zwischen Epidoten und Quarz (z.B. XX, XXI, E 10₂, vgl. Kap. "Myrmekite"). 4. tropfenförmige bis runde Quarz-Einschlüsse, wie sie auch in Plagioklasen häufig sind (z.B. XXXII₂) neben meist unregelmäßigem Nebeneinander, auch Durcheinander, von Epidoten und Quarz.

Die Kornformen der Epidote sind, besonders in gröberer Körnung, unregelmäßig, meist Kristall-Skelette mit vielen Einschlüssen (bes. Quarz), seltener Säulen oder Stengel. Neben dieser Ausbildung gibt es in allen Epidot-führenden Schläffen in wechselnden Mengen solche, die hier kurz als "Kernepidote" bezeichnet werden sollen: grob elliptische Gebilde, selten etwa monokliner Querschnitt, Dimension um 150 μ , äußere Schale farblos, meist mit den typischen blauen Interferenz-Farben, Kern braune, oft feinkörnig erscheinende Masse, die gelegentlich deutlichen Pleochroismus zeigt. Zwischen "Kernepidoten", die ganz aus solcher "Kernmasse" bestehen, und solchen, bei denen kein Kern sichtbar ist, gibt es alle Übergänge, wenn auch alle Individuen eines Schläffes (Gesteines) meist etwa gleichartig aussehen. Eine Parallele scheint zu bestehen zwischen dem Vorhandensein bzw. der Größe des Kernes und der Radioaktivität. Starke pleochroitische Höfe in Nachbarmineralien (Biotit, Amphibole, Chlorit) sind die Regel um ganz braune Epidote, weniger ausgeprägt um die "Kernepidote", selten um ganz farblose Epidote, dann auch nur schwach. Da besonders Orthit radioaktive Elemente anreichert, um dann beim Zerfall braune Farbe anzunehmen, liegt es nahe, daß es sich hier um diesen handelt. Abgesehen von dieser braunen Komponente sind die Epidote farblos, selten ganz schwach grünlich (VIII).

Neben der obenerwähnten seltenen Zwillingslamellierung sind einfache Zwillinge oft zu beobachten (22₁, 50₁, XIII u.a.). Im Schläff XXXI₁

(Granat-Amphibolit) gibt es gelegentlich stark zonar gebaute Orthite, deren Zonen sich durch die Intensität der Braun- bzw. Gelbfärbung unterscheiden.



Abb. 19. Schliff Nr. XXXII₂, Epidot-Quarz-Biotit-Schiefer
(33 x, + Nicols)

Epidot-Kristalle in Quarz, beide stark zerbrochen. Schön ist hier der Übergang von idiomorphen (monoklinen) Querschnittsformen zu der sonst überwiegenden Ellipsen- und Eiform zu sehen. Das mittlere Epidot-Korn enthält unregelmäßige bis semigraphische Quarzeinschlüsse, eine weitverbreitete Erscheinung.

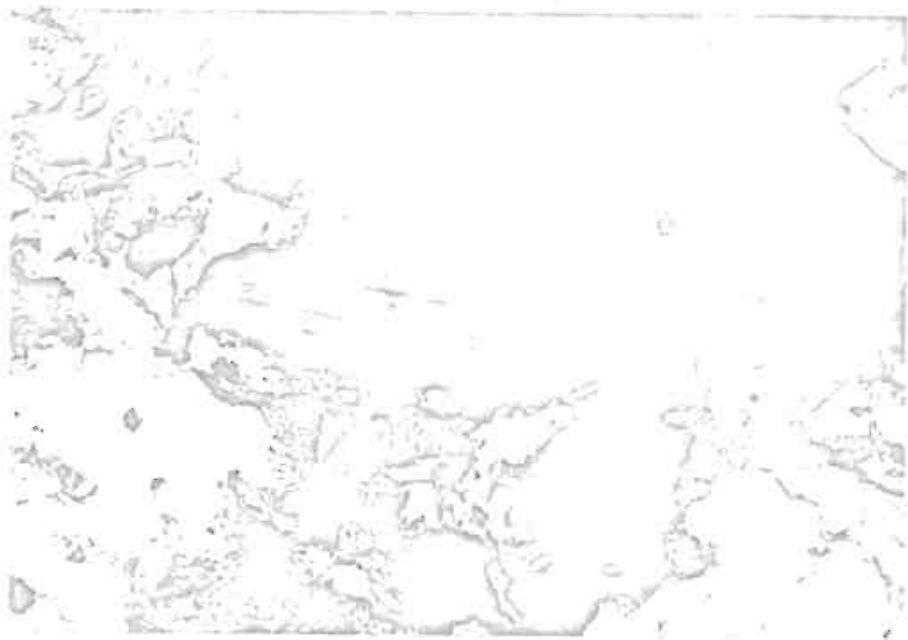


Abb. 20, Schliff Nr. E 3₁₀, Erz-Nebengestein, Augengneis
(130 x, + Nicols)

Hellbraunes Orthit-Korn mit Zwillingslamellierung
(Bildmitte), stark zerbrochen.
Umgebung überwiegend Quarz.

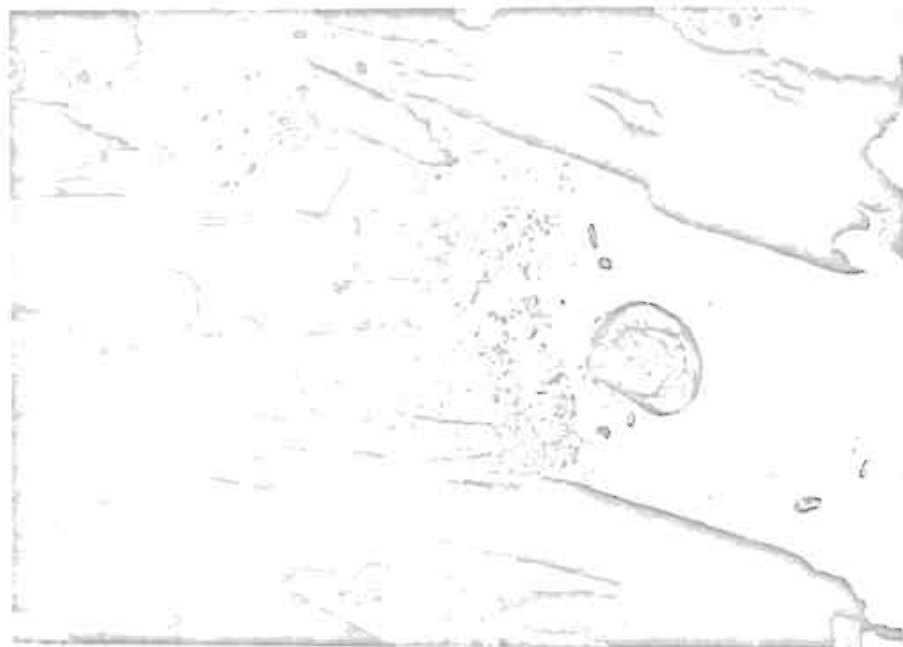


Abb. 21, Schliff Nr. VIII, Epidot-Gneis, (130 x, 1 Nicol)

Rundliche bis hypidiomorphe Epidot-Körner mit
einem (gelben bis braunen) Kern von Orthit. Grund-
masse Quarz und Biotit. Die pleochroitischen Höfe
um die Epidote im Biotit sind im Foto nicht zu er-
kennen ("Kernepidot").



Abb. 22, Schliff Nr. E 3₂, Erznebangestein: Blotit-reicher Strahlstein.
(130 x, 1 Nicol)

Epidot in Quarz. Unregelmäßige bis skelettartige (Bildmitte) und parallel-nadelige Aggregate, die in Nestern das Gestein durchsetzen.



Abb. 23, Schliff Nr. E 3₂ (33 x, + Nicols)

wie vorhergehendes Bild, schwächere Vergrößerung.

Granat

Der überwiegende Teil der untersuchten Gesteine enthält Granat in wechselnden Mengen. Ausnahmen davon machen die ausgesprochenen Graphit-Gneise (z. B. 12₂, E 16), die Gesteine mit höherem Gehalt opaker (Erz-) Minerale (E 2₃, E 4₁, A 27₂ u. a.) sowie die stets granatfreien Marmore. Diese schon in den Handstücken auffallende Erscheinung wird durch die Mikroskopie bestätigt. Die Mengenanteile schwanken stark und sind wegen der meist groben Körnung und oft lagenweisen Anreicherung der Granate im Dünnschliff nicht, im Handstück selten in eine für den Gesteinstyp gültige Zahl zu fassen.

Auf die recht umständliche Bestimmung des Chemismus der Granate mit Hilfe der Dichte oder der Lichtbrechung konnte verzichtet werden. Die paragenetischen Anhaltspunkte, die W. E. TRÖGER gibt (H. FREUND, 23), verbunden mit den mikroskopischen Beobachtungen (Paragenese, Kristallformen, Einschlüsse, Farbe u. a.), lassen nur die Bezeichnung Almandin zu. Dabei bleibt jedoch offen, welche und wieviele Moleküle anderer Granate eingebaut sind.

Die Farben der im Dünnschliff untersuchten Granate schwanken wenig zwischen fast farblos, grau und schwach rosa bis bräunlich. In ihren Umrissen völlig erhaltene, isometrische Formen sind recht selten, es überwiegen bei weitem ganz unregelmäßige Fetzen, skelettartige Formen, auch Bruchstücke. Fast alle Granat-Körner sind zerbrochen, die meisten ganz unregelmäßig. Nicht selten laufen die Risse auch grob parallel. Manchmal bilden sie mit der Richtung der Gefügeregelung etwa einen rechten Winkel (16, XXIX). Ähnlich verhält sich gelegentlich die Drucklamellierung der Quarz-Körner. Stets enthalten die Granate wechselnde Mengen von Einschlüssen der verschiedensten Minerale der Umgebung. Diese Fremdkörper können bis zur Hälfte der Granatmasse ausmachen. Selten zeichnen sie ein Reliktgefüge nach, so z. B. die Muskovit-Schuppen in 40 oder XXVII, schwach S-förmig und gedreht. Sonst ist

eine bestimmte Anordnung der Einschlüsse (parallel, zonar o.ä.) nicht zu erkennen.

Die durch Kataklaste verursachten Risse durch die Granat-Körner, selten auch die Zwischenräume sehr nahe beieinanderliegender Granate, sind häufig ausgefüllt von einer Substanz mit folgenden Eigenschaften: sehr feinfaserig, oft verfilzt, Korngrößen sicher unter $1\ \mu$, parallel oder senkrecht zum Riß, wohl anisotrop, schwach bis deutlich grün, z. T. violette Interferenz-Farben (XXIX). Möglicherweise handelt es sich dabei um "Kelyphit" (feinste Pyroxen- und Hornblende-Säulchen), vermengt mit Chlorit und/oder Epidot. Zu beobachten ist diese Erscheinung z. B. in den Schliffen 12₁, 16, 17, 40, XXIX u. a.

Die Granate einiger Dünnschliffe (XXIX_g, XXX₁) haben, z. T. massenhaft, feine Nadeln nach drei Richtungen orientiert eingelagert. Diese löschen schief aus, sind farblos, die Lichtbrechung ist (sehr viel?) kleiner als die des Granats (Epidot-Mineral?).

Zu erwähnen sind noch bandartige Trübungen, die unregelmäßig oder grob parallel einige Granate durchziehen und schwach anisotrop sind (XVI₇). Offensichtlich auf Zersetzung (Verwitterung) sind Braun- oder Gelbfärbungen zurückzuführen, die von Rissen in die Granate vordringen (E 5₁).

Neben den obenerwähnten, seltenen Interngefügen einiger Granate weist eine andere Erscheinung darauf hin, daß diese spät- oder postmetamorph bewegt worden sind. Weit verbreitet, fällt sie besonders im Schliff XVI₇ auf: ein großer Granat ist umsäumt von einer etwa $300\ \mu$ breiten Zone mit kleinerer Körnung als das übrige Gestein. Es ist offensichtlich bei der Bewegung des Granats zerrieben worden.



Abb. 24. Schliff Nr. XXX₁, Biotit-Granat-Amphibolit
(530 x, 1 Nicol)¹

Feine Nadeln, orientiert im Granat eingelagert.
Die optischen Eigenschaften der Nadelchen entsprechen denen des Epidots (soweit bei der Feinheit sicher erkennbar).

Erz (Durchlicht)

In allen Gesteinstypen weit verbreitet sind geringe Mengen opaker oder wenig durchsichtiger Minerale. Selten sind idiomorphe Formen zu sehen, die auf Pyrit deuten. Meist liegen xenomorphe Fetzen, opak oder braun bis rot durchscheinend, oder feinkörnige, erdige Massen vor. Es wird dies meist Brauneisen sein. Das "Erz" ist unregelmäßig verteilt, auf Korngrenzen (besonders zwischen Glimmerschuppen) angereichert oder gleichmäßig in einigen oder allen Mineral-Körnern eingelagert.

Zu erwähnen ist die Umsetzung eines opaken Minerals im Schliff E 3₁₀: vom Rand und von Spaltrissen aus dringt eine braunrot durchscheinende Substanz mit rhomboedrischer Spaltbarkeit vor. Kleine Klüfte in E 15₂ sind ausgefüllt mit Brauneisen, welches ein ausgeprägtes Gelgefüge

zeigt. Diese Erscheinung ist auch in einigen Anschliffen zu beobachten. Sicher handelt es sich dabei um postmetamorphe, durch Verwitterung bedingte Lösung und Abscheidung von Eisen-Hydroxid.

Im Schliff 309₂ zeigt der Biotit schwache pleochroitische Höfe um manche Erzkörner.

Schwerminerale

Unter dem Begriff "Schwerminerale" sollen alle jene Stoffe zusammengefaßt werden, die in den meisten Schliffen vorhanden sind, stets aber nur in Spuren und als solch kleine Körner, die eine sichere Identifizierung schwierig machen. Der Zeitaufwand einer genauen Bestimmung scheint in dieser Arbeit auch nicht notwendig, da diese Minerale allgegenwärtig sind und daher über die Genese oder den Metamorphosegrad des Gesteins wenig aussagen, solange sie nicht gehäuft auftreten.

An dieser Stelle soll der Turmalin des Schliffes B 8₃ (Quarz-Turmalin-Pegmatit) erwähnt werden. Die mehr oder weniger idiomorphen Kristalle sind, meist gruppenweise, eingebettet in grobkörnigen, xenomorphen Quarz. Sie zeigen Schörl-Farbe und besitzen im Inneren unregelmäßige Partien oder einen Kern (im Querschnitt) von bläulich-grüngrauer Färbung.

Myrmekit

Wie im Makro-Bereich häufig Anmelzungserscheinungen der Gesteine zu finden sind, die "Augen" und Pegmatoide, so treten auch im Dünnschliff gleicherweise zu deutende Myrmekit-Bildungen durchaus nicht selten auf. Sie entstehen meist an Korngrenzen und greifen von dort in die Minerale hinein. Am häufigsten werden Quarz und alle Feldspäte erfaßt (z. B. VII, XXVI₁ u. a.). Ein anderes, ebenfalls häufiges Paar ist Quarz/Epidot (z. B. XVII₁, XX, E 10₂ u. a.), wozu manchmal noch kleine Mengen Karbonat hinzutreten. Dies deutet darauf hin, daß es sich ur-

sprünglich um Quarz-Plagioklas-Myrmekite gehandelt haben kann, deren Plagioklas nachträglich (durch Metamorphose?) epidotisiert und wenig karbonatisiert worden ist. Größere Epidotkörner zeigen gelegentlich auch graphische Quarz-Einschlüsse.



Abb. 25, Schliff Nr. XXVI₁, Bändergneis
(130 x, + Nicols)

Beginnende Aufschmelzung in einem Quarz-Mikroclin-Plagioklas-Gemenge. Solche Myrmekit-Strukturen dringen stets von Korn-grenzen (meist Feldspat / Quarz) in die Feldspäte vor.

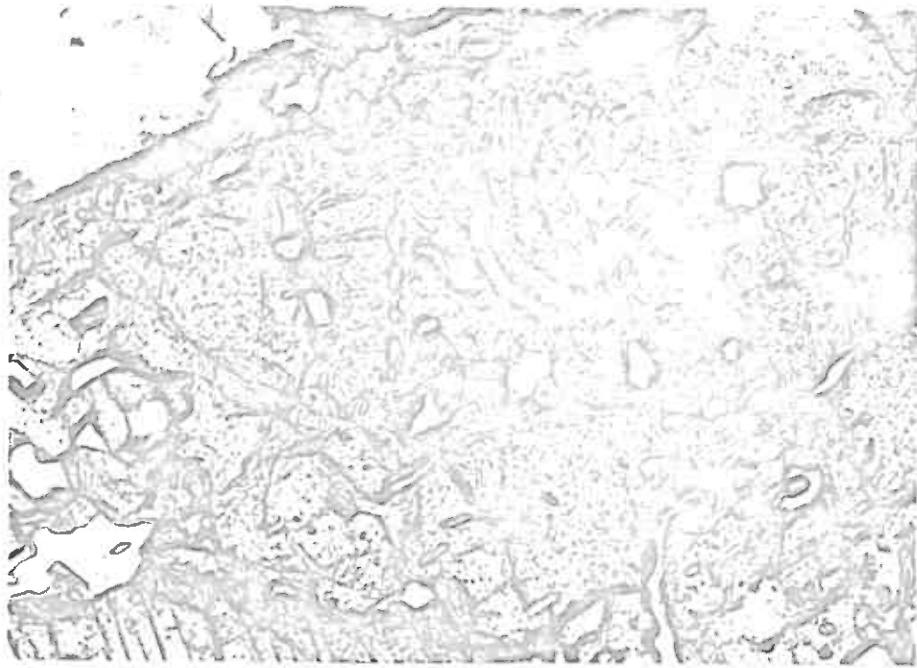


Abb. 26, Schliff Nr. XXV, Epidot-Augengneis
(130 x, 1 Nicol)

Häufig zu findendes Bild größerer Epidot-Körner: ganz unregelmäßige Fetzen, reich an Quarzeinschlüssen, die oft graphische Verwachsungsformen zeigen.

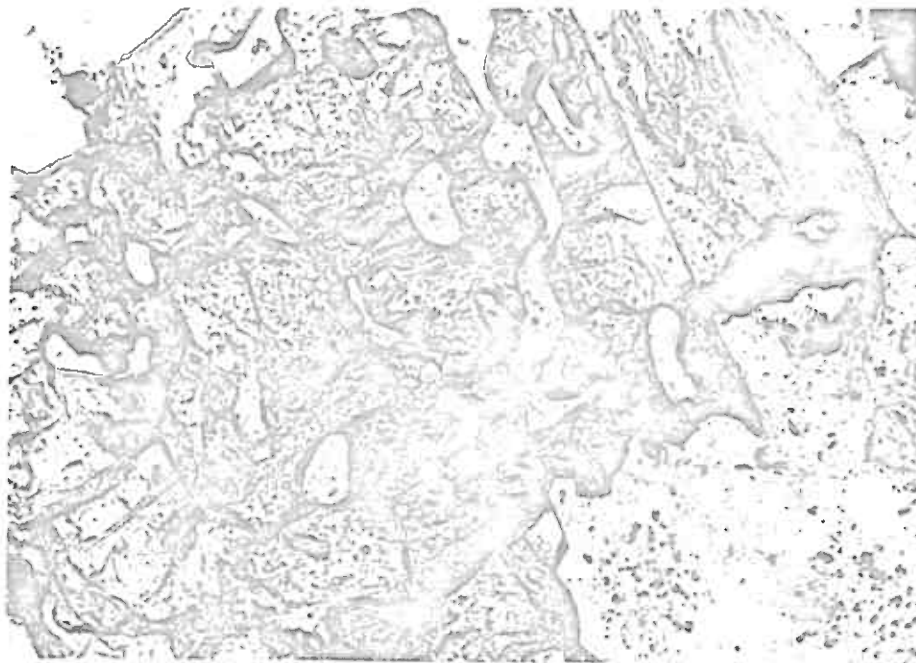


Abb. 27, Schliff Nr. 309, Graphit-Epidot-Gneis
(130 x, 1 Nicol)

In vielen Gesteinen häufig zu findende Erscheinungsform des Epidots: große, unregelmäßige Fetzen, reich an Einschlüssen (fast stets Quarz), die nicht selten graphische Formen zeigen.

Zusammenfassung

Aufgrund mikroskopischer Beobachtungen und solcher am Handstück und im Gelände ist es klar, daß die vorliegenden Metamorphite als ehemalige Sedimente anzusehen sind. Entsprechend dem raschen Wechsel in der Mineralführung handelte es sich um Wechsellagerungen von Tonen (→Glimmerschiefer), quarz- und feldspatreichen Sedimenten (etwa Grauwacke, Arkose→Gneise), Faulschlamm (→Graphitgneise), unreine Kalke (→Amphibol-Marmore) und Tuffe und Laven (→Amphibolite). Schwankend wie die Mineralparagenesen (Pauschal-Chemismen) der einzelnen Lagen ist auch die Zuordnung zu einer bestimmten Metamorphose-Fazies. Es gibt jedoch eine Reihe von Kriterien, die die Gesteine mittelgradig metamorph ausweisen (nach H.G.F. WINKLER, 28), und zwar zur Almandin-Amphibolit-Fazies des Barrow-Typus gehörend (benannt nach dem Autor BARROW, der diesen Typ 1893 und 1912 in Arbeiten über die Grampian Highlands in Schottland eingehend beschrieben hat). Die Gründe für diese Zuordnung seien kurz zusammengestellt:

- 1.) Als Granat tritt Almandin auf, der Hauptamphibol ist Hornblende (abgesehen von den Grammatiten in den Marmoren), beide kommen oft nebeneinander in den Amphiboliten vor.
- 2.) Die Plagioklase enthalten fast stets mehr als (die für die Grünschieferfazies angegebenen) 7 % An.-Komponente, es sind also überwiegend Oligoklase bis Andesine.
- 3.) Die typischen Minerale der Grünschieferfazies fehlen weitgehend, ebenso solche der höchsttemperierten Subfazies.

Die Zuordnung zur Staurolith-Almandin-Subfazies oder zur Disthen-Almandin-Muskovit-Subfazies ist nicht eindeutig möglich. Da jedoch Staurolith fast völlig (?) fehlt, was auch auf dem ursprünglichen Chemismus der Sedimente beruhen kann, andererseits die Disthen-Zone einen großen Bereich umfaßt, erscheint die zweitgenannte Subfazies hier vorzu-

liegen. Dafür spricht weiter die so häufig beobachtete beginnende Migmatisierung ("Augen", Pegmatoide), welche ebenfalls bereits in der Disthen-Zone einsetzen kann. Das nicht ganz hierzu passende Vorherrschen von Biotit gegenüber Muskovit mag durch den Chemismus der ehemaligen Sedimente bedingt sein, die wegen ihres Reichtums an kohlgiger Substanz (→ Graphit) auch Eisen neben anderen Schwermetallen reichlich enthielten.

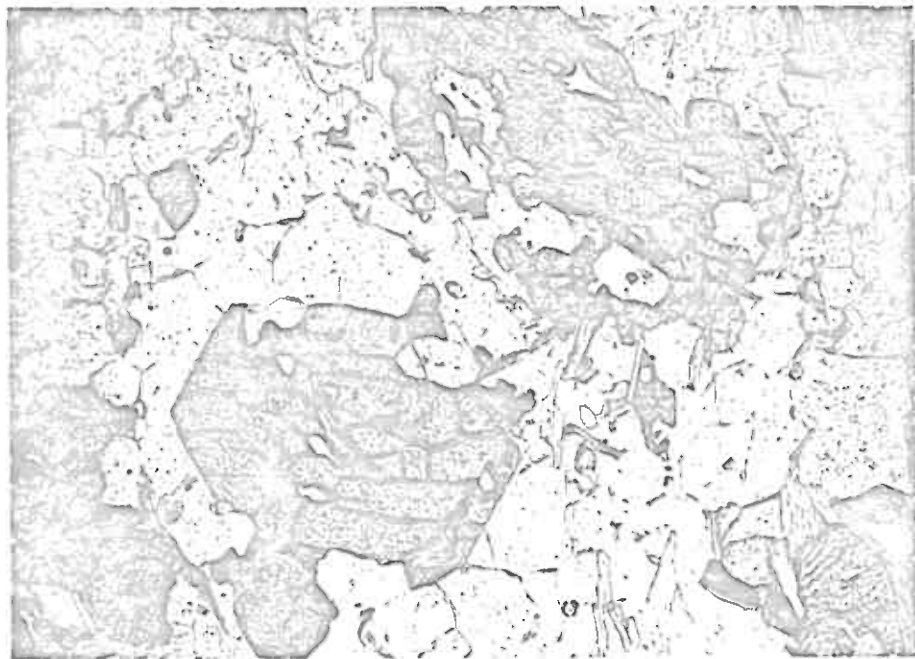


Abb. 28, Schliff Nr. 50₂, Granat-Gneis mit Amphibol-
Lagen.
(40 x, .1 Nicol)

Typische Kristallformen größerer Körner von Granat und Epidot: skelettartig, stark korrodiert, von Kataklyse-Rissen durchzogen. Ähnliche Erscheinungsformen zeigen die Amphibole.

ERZVORKOMMEN

Beschreibung der Minerale nach mikroskopischem Befund

Zinkblende

Als häufigstes Erzmineral findet sich Zinkblende in allen Proben der Erzschrfe. Im Handstück tiefbraun oder schwarz, zeigt sie im Anschliff nur recht selten Innenreflexe, die dann stets dunkelrot bis tief braunrot sind. Als Kornform herrschen unregelmäßige Fetzen vor, tropfenförmige oder eckige Körner sind seltener. Besonders die größeren Individuen sind häufig zerbrochen, die Sprünge manchmal mit Brauneisen verheilt. Fast immer sind die Zinkblende-Körner reich an Einschlüssen. Man kann dabei drei Gruppen, meist recht scharf, unterscheiden:

- 1.) Grobe, eckige, unregelmäßige Körner von Magnetkies, selten auch andere Erze, Graphit, Silikate. Diese sind sicher als primäre Verwachsungen zu deuten.
- 2.) Ebenso große (etwa 20 - 100 μ), aber rundliche, tropfenförmige Einschlüsse von Kupferkies, seltener Magnetkies, häufig am Rande der Zinkblende-Körner oder auch daneben. Dies können ehemalige kleine Einschlüsse sein, welche sich im Laufe der Metamorphose (synsedimentare Bildung der Erze vorausgesetzt, vgl. Kap. "Genese") zu größeren Aggregaten gesammelt haben und aus der Zinkblende hinausgedrängt wurden. Selten findet man auch einzelne Cubanit?-Lamellen in der Zinkblende, die ebenfalls Entmischungen sein können.
- 3.) Sehr feine (unter 1 μ) Tröpfchen von (Kupfer?-)Kies, unregelmäßig verteilt oder auch perlschnurartig aneinandergereiht. Diese Entmischungen können als eine zweite Generation, postmetamorph, erklärt werden.

Einschlüsse, die sich nicht in dieses Schema einfügen lassen, kann man natürlich ebenfalls finden, jedoch selten.

Da alle Erzproben an der Oberfläche genommen wurden, ist es leicht verständlich, daß die Zinkblende häufig von einem dünnen Saum von Brauneisen (überwiegend Nadeleisen) umgeben wird, manchmal etwas in sie eindringend. Auch auf Rissen findet es sich oft. Diese Bildung wird durch den hohen Fe-Gehalt der Zinkblende verursacht. Verdrängungen sind selten: passiv durch Silikate (E 1₁, E 7₃) oder aktiv in Magnetkies (E 9₁) (?).

Magnetkies

Als das neben Zinkblende häufigste Erzmineral fehlt der Magnetkies kaum in einem Anschliff. Als Kornformen überwiegen unregelmäßige Fetzen, meist eckig, bruchstückartig. Die Körner sind häufig stark zerbrochen, einige zeigen schwache Drucklamellierung. Die Verwachsungen weisen viele Formen auf, meist völlig unregelmäßige, auch sind Einschlüsse häufig. Über die Verwachsungen mit Zinkblende und Kupferkies vgl. dort.

Mit Ausnahme einiger kleinerer - meist von anderen Erzen (bes. Zinkblende) eingeschlossenen - Körner haben auffällige Verdrängungen die Magnetkies-Individuen erfaßt. Vom Rand oder von Kataklase-Sprüngen (nicht von allen!) aus wandelt sich der Magnetkies um überwiegend in anisotropen Pyrit (oder Markasit). Daneben treten braune bis graue Substanzen auf, stark anisotrop und gleichartig, aber anders als der Magnetkies-Kern auslöschend. Während beim Pyrit wulstige oder gelartige Formen vorherrschen, überwiegen bei den braunen und grauen Komponenten flammenartige, senkrecht zur Umsetzungsfront stehende Gebilde.

Die Umsetzungen haben nicht selten die ganze (ehemalige) Magnetkies-Substanz erfaßt. Es handelt sich um sogenannte bird eye - Bildungen. Über die vielfältigen Strukturen können die Fotos mehr aussagen als Beschreibungen.

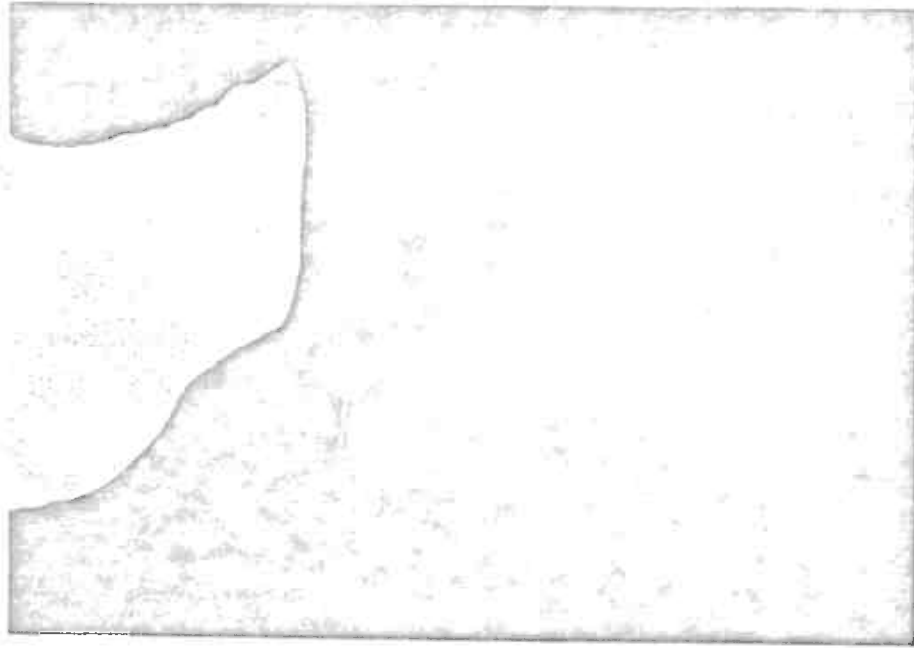


Abb. 29, Schliff Nr. E 12₁, (530 x, 1 Nicol, Ölimmersion)

Zwei Generationen Kupferkies-Entmischungen in der Zinkblende.

1. Grobes, unregelmäßiges Korn (links), entmischt nach der primären Erzabscheidung, spätere Sammelkristallisation;
2. feine, perlschnurartige Entmischungen, entstanden nach der Metamorphose.



Abb. 30, Schliff Nr. 17₄ (210 x, 1 Nicol, Ölimmersion)

Magnetkies (mittelgrau) mit ausgeprägten Umsetzungserscheinungen ("Bird-eye-structure"). Daneben Zinkblende (dunkelgrau) und Silikate (schwarz, z.T. mit Innenreflexen).



Abb. 31, Schliff Nr. E 9₃ (105 x, 1 Nicol, Luft)
Zersetzter Magnetkies, angedeutete "Bird-eye-structure".
Gangchen entlang Korngrenzen und Rissen: Pyrit? (hell-
grau) mit randlichem Brauneisen (dunkelgrau), schalig
aufgebaut. Dazwischen: Reste von Magnetkies (grau),
Schleifausbrüche (schwarz), wenig frischer Magnetkies.



Abb. 32, Schliff Nr. E 11₄ (210 x, 1 Nicol, Ölimmersion)
Stark umgewandelter (Bildmitte) neben frischem (dun-
kelgrau) Magnetkies, Kupferkies (hellgrau) und Silikat
(schwarz).
Von Korngrenzen und Kataklase-Sprüngen dringt die
Umwandlung zu graubrauner, stark anisotroper Masse
flammenartig in den Magnetkies ein.



Abb. 33, Schliff Nr. E 12₁ (210 x, 1 Nicol, Ölimmersion)
Ehemalige Korngrenzen und Katakklase-Sprünge des
Magnetkieses werden nachgezeichnet von Gängchen
mit zonarem Gelgefüge. Dazwischen sind Reste des
ehemaligen Magnetkieses als graubraune, beim Schlei-
fen herausbrechende Substanz erhalten.

Pyrit

Abgesehen von einigen (fast) reinen Pyritvererzungen (E 1₁, E 14) tritt Pyrit in den untersuchten Proben stets untergeordnet auf. Meist bildet er hypidiomorphe oder auch idiomorphe Formen, auch Skelette findet man. Die Korngröße übertrifft die der begleitenden Minerale in der Regel, ein Ergebnis der großen Kristallisationsfähigkeit. Häufig sind die Kristalle zerbrochen, manchmal sehr stark, selten dagegen korrodiert (E 14₁, von Silikat). Oft ragen die Pyrit-Idioblasten in Magnetkies-Felder hinein oder liegen darin. Eine Schwefelzufuhr, wofür auch andere Anzeichen vorliegen (Sulfidierung des Zinnsteins u. a.), mag der Grund dafür sein.

In allen Anschliffen mit Pyrit ist dieser deutlich anisotrop; manchmal schon schwach reflektionspleochroitisch, meist jedoch erst bei gekreuzten Nicols zu erkennen. Er zeigt dann die gleichen bunten Farben wie

der Magnetkies, aber viel schwächer. Ist dies eine Folge eines FeS-Überschusses im Pyrit, so gibt das einen Hinweis auf synsedimentäre Bildung des Pyrits: nach P. RAMDOHR (14) enthalten "Pyrite, die durch Kristallinwerden von Gelen entstanden sind, oft etwas FeS-Überschuß. Auch kann etwas Arsen in ihnen gelöst sein," was ebenfalls Einfluß auf die Anisotropie hat. Manchmal wird anomale Anisotropie durch falsche Behandlung auf der Rehwald-Maschine erzeugt.

Bleiglanz

Der weitverbreitete, mengenmäßig aber recht unbedeutende Bleiglanz zeigt kaum irgendwelche besonders auffallende Merkmale. In der Regel ist er mit den anderen Sulfiden verwachsen, vor allem mit Zinkblende. Die Verwachsungsformen sind meist ganz unregelmäßige, rundliche Fetzen, selten einmal mit idiomorphen Umrissen. Als weiches, plastisches Mineral ist der Bleiglanz natürlich nicht zerbrochen, dafür aber öfter auf den Korngrenzen der harten Silikatminerale ausgewalzt und regelrecht verschmiert. Zwischen den parallel-säuligen Amphibolen z. B. entstehen so langnadelige Gebilde von Bleiglanz (E 9₃, E 3₄). Einschlüsse sind recht selten im Bleiglanz, am ehesten findet man darin noch Silikate (Glimmer-Pakete), selten auch einmal einzelne Magnetkies?-Lamellen.

Kupferkies

Ebenso wie der Bleiglanz, so zeigt auch der etwas häufigere Kupferkies wenig Erwähnenswertes. Auffallend ist, daß er stets in der Nähe oder neben Magnetkies zu finden ist in unregelmäßigen Fetzen oder auch als rundliche, tropfenförmige Gebilde. Vielleicht handelt es sich dabei um ehemalige Entmischungen, die sich bei der Metamorphose gesammelt haben. Dies würde eine hohe Bildungstemperatur der Erze voraussetzen, denn nur bei hoher Temperatur kann Magnetkies etwas Kupferkies lösen (P. RAMDOHR, 18), der sich dann rein oder als Cubanit ausscheidet. In der Tat findet man gelegentlich auch einzelne Cubanit-Lamellen im

Kupferkies, was wiederum auf einen (ehemaligen) FeS-Überschuß hinweist. Es kann dies eine zweite Generation sein, bedingt durch die Metamorphose.

Die häufigsten Kupferkies-Einschlüsse in der Zinkblende sind bei dieser beschrieben.

Fahlerz

Dieses Erzmineral ist in den untersuchten Proben recht selten anzutreffen. Es findet sich meist als kleine Tropfen auf der Grenze zwischen Bleiglanz und Zinkblende, selten auch in isolierten Körnern oder als Zwickelfüllung in den Schwefelkiesen. Liegt das Fahlerz nicht in der Nähe der Zinkblende, sondern allein in der Gangart, so ist die Diagnose nicht einfach, da die Zinkblende nicht die sonst so typischen Innenreflexe zeigt. Da aber Fahlerz sehr selten Entmischungen enthält (P. RAMDOHR, 18), Zinkblende jedoch häufig, kann dies zur Unterscheidung herangezogen werden.

Das Fahlerz des Rostafjells bezeichnet R. SAAGER (20) als Tetraedrit.

Brauneisen

Da alle Proben von der Oberfläche genommen sind, ist die Anwesenheit von Brauneisen überall zu erwarten. So findet es sich auch in fast allen Anschliffen in wechselnden Mengen, meist als feine Säume um die Erze oder dünn die Korngrenzen der Gangarten nachzeichnend. Stets überwiegt das Nadeleisenerz, in dem der seltenere Rulinglimmer eingelagert ist. In einigen stark verwitterten Proben ist Brauneisen dagegen das Haupt-"Erz", so in E 15, A 27, A 40. Es erscheint fraglich, ob diese hohen Gehalte nur auf die Graphitgneis-Verwitterung zurückzuführen sind oder ob eine Vererzung angenommen werden muß.



Abb. 34, Schliff Nr. E 8,, Epidot-Quarz-Muskovit-Schiefer,
schwach kiesimprägniert.

(130 x, + Nicols)

Verdrängungen von Muskovit und Quarz durch Pyrit
(z. T. hypidiomorphe Formen), der jetzt als Braun-
eisen vorliegt (opak).



Abb. 35, Schliff Nr. A 40, Verwitterungskruste
(105 x, 1 Nicol, Luft)

Nadeleisenerz (mittelgrau) und Rubinglimmer (hell-
grau) auf den Korngrenzen der Silikate (dunkelgrau).
Verwitterungsreste von Pyrit (weiß). Löcher (schwarz)
sind durch herausgeschliffenen Graphit entstanden.



Abb. 36. Schliff Nr. E 15₂. Quarz-Glimmerschiefer
(33 x, 1 Nicol)

Intensiv gefalteter Bereich. Der Quarz hat sich zu Nestern konzentriert. Hoher Gehalt an Brauneisen (opak).

Graphit

Da die Erzschrufe im Graphitgneis liegen, fehlt Graphit natürlich in keinem Anschliff. Unregelmäßig in dem Gestein oder dem Erz verteilt, manchmal lagenweise angereichert, sind die Schuppen meist gut eingeregelt. Sie zeigen fast stets undulöse Auslöschung. Statt der sonst üblichen Schuppen führt der sehr graphitreiche Schliff A 27₂ überwiegend flockige Aggregate von Graphit.

Auch in den übrigen Gesteinen ist Graphit in der Regel vorhanden, wenn auch untergeordnet. Hier findet man nicht selten Parallelverwachsungen mit den Glimmern (z. B. Dünnschliffe 41₁, E 12₂ u. a.).

Hämatit, Rutil, Ilmenit

Diese Oxyde finden sich öfter in den Erzen, stets aber nur in einzelnen Körnchen, verstreut oder in Nestern angereichert.

In einigen Schliffen (z. B. E 9₁, E 9₃) treten alle drei zusammen mit

Zinnstein auf. Sie bilden in einigen unregelmäßigen oder länglich-runden Zinnstein-Körnern einen kleinen Kern, ganzrandig, ohne bestimmte Form, oft nicht genau in der Mitte. Für einen Zufall ist diese Erscheinung allerdings zu häufig. Möglicherweise dienten die Einschlüsse als Kerne bei der Abscheidung von Zinnstein (in Gelform?).

Granat

Eine auffällige Erscheinung sei hier erwähnt: Die großen, unreinen Granate des praktisch erzfreien Schliffes E 5₂ enthalten im Inneren häufig meist feinste Tröpfchen oder Leisten ($< 1\mu$ bis etwa 5μ) eines grauen Minerals (Hämatit?). Die Leisten sind grob parallel eingeregelt, was auf ein Reliktgefüge schließen läßt.

Zinnstein

Wie die anderen primären Oxyde (Hämatit, Rutil, Ilmenit) ist auch Zinnstein in kleinen Mengen weit verbreitet, jedoch häufiger als jene. Die oft länglich-runden, seltener unregelmäßigen Körner liegen meist verstreut in den Silikaten, auffallend oft jedoch unmittelbar neben Zinkblende. Manche Zinnstein-Körner zeigen einen sehr feinen, heller grauen Rand, vielleicht als Folge einer beginnenden Sulfidierung (Zinnkies-Bildung). Selten ist schwacher Zonarbau zu beobachten (z. B. E 11₁). Über die gröberen Einschlüsse von Hämatit, Rutil, Ilmenit u. a. siehe dort (S. 66).

Zusammenfassung

Wie aus den untersuchten Anschliffen und den Handstücken klar hervorgeht, handelt es sich bei den Erzen des Rostafjells um einen Zinkblende-Magnetkies-Typ (R. SAAGER, 20).

Nach dem Aussehen im Handstück, der Mineralführung und dem Verband mit dem Nebengestein lassen sich mehrere Gruppen ausscheiden:



Abb. 37, Schliff Nr. E 9₃ (340 x, 1 Nicol, Ölimmersion)
Unregelmäßige Körner von Zinnstein (grau) mit
Einschlüssen von Rutil (weiß). Umgebung ist Si-
likat-Material (schwarz).



Abb. 38, Schurf E 14, Pyrit-Lagen (heller) in hellem Gneis.

- 1.) Die Zinkblende-Magnetkies-Vererzung als häufigster Typ (Schürfe E 1 - E 4, E 7 - E 12, E 17). Neben den beiden Hauptmineralen kommen hier eine große Zahl weiterer Erze vor (vgl. Tabelle, Anlage). Die Erzverteilung reicht von einer Imprägnation bis zum massiven (Zinkblende-)Erz, wobei die Mengenanteile der einzelnen Erze im Handstück stark schwanken und unregelmäßige Verwachsungen mit dem Nebengestein vorwiegen. Gelegentlich findet man auch cm-mächtige, regellose, reine Magnetkies-Gängchen. Die Mächtigkeit und die Erstreckung der Erzkörper lassen sich nicht sicher angeben (vgl. das hierzu in der Einleitung Gesagte), da auch der umgebende Graphitgneis intensiv braun oder gelb verwittert und so die nicht aufgeschlossenen Grenzen verwischt werden. Das Nebengestein dieses Vererzungstypus ist Graphit-führender Augengneis. Im einzelnen läßt es sich weiter unterteilen in die für die Nordland-Fazies typischen Einheiten wie Granat-Biotit-Schiefer, Amphibolit, Granat-Glimmergneis u. a. Eine Ausnahme macht nur der besonders im Schurf E 3 reichlich vorhandene grobkristalline, schwachgrüne Strahlstein, vergesellschaftet mit ebenfalls grobkristallinem Biotit. Da ein solches Gestein sonst nicht gefunden wurde, scheint dessen Ausbildung mit dem Erz in Zusammenhang zu stehen. Vielleicht handelt es sich dabei um ein Amphibolit-ähnliches Gestein, welches durch den besonderen, vom Erz beeinflussten Chemismus seine eigenartige Prägung erhalten hat.

Ist die Verwachsung Erz/Gangart im kleinen auch unregelmäßig, so deutet alles darauf hin, daß der Erzkörper konkordant im Nebengestein liegt: die Schürfe liegen recht genau aufgereiht auf einer Linie, die das Streichen der Schichten angibt; das Nebengestein und die Vererzung aller Schürfe dieses Typs gleichen sich fast völlig; keine Erzvorkommen sind außerhalb dieser erzführenden Schichten bisher bekannt.

Möglicherweise handelt es sich um einen langgestreckten, dünnen Erz-

körper, der mehrfach angeschnitten ist, oder aber um mehrere kleine, sich vielleicht überlappende, konkordante Erzlinen.

- 2.) Eine ausschließliche Pyrit-Vererzung ist im Rostafjell nur durch den Schurf E 14 bekannt. Wie in den Handstücken und der Abb. 38 wohl zu erkennen ist, liegen hier Lagen und Linsen von cm-Mächtigkeiten in einem hellen Nebengestein. Dieses enthält überwiegend Quarz und die Kaliumfeldspäte Orthoklas und Mikroklin neben wenig Muskovit und Plagioklas. Dunkle Bestandteile fehlen (vgl. Dünnschliff E 14₅). Das Gestein mag seinen Charakter durch die freie Schwefelsäure erhalten haben, welche bei der Pyrit-Verwitterung entsteht. Auch diese Vererzung läßt sich in die Vorstellung eines konkordanten Erzkörpers einfügen.
- 3.) Der Charakter des Schurfes E 5 läßt sich infolge der starken Verwitterung kaum noch erkennen. Er liegt außerhalb der eigentlichen Vererzungszone in einer granatreichen Zone des Augengneises. Die Spuren der Erze (reichlich Brauneisen) scheinen an einen größeren Pegmatoid gebunden zu sein. Es ist daher möglich, daß bei dessen Mobilisation auch Erzmineraleinlagen verfrachtet worden sind.
- 4.) Die Proben A 27 sind einer etwa 1/2 bis 1 m mächtigen Lage im Graphitgneis entnommen. Diese Proben zeichnen sich durch ungewöhnlich hohen Graphit-Anteil aus (bis rund 25 %!). Ob die Erzgehalte - (primär) 20 % Magnetkies, wenig Kupferkies und Zinkblende - auf die ursprüngliche Schwermetall-Konzentration des Faulschlammes zurückzuführen sind oder aber nachträglich zugeführt wurden, mag hier nicht entschieden werden.

Die Mineralführung der Rostafjell-Erze ist recht eintönig. Für die Hauptbestandteile kann etwa folgende Reihenfolge aufgestellt werden (vgl. auch Tabelle, Anhang)

Zinkblende
Magnetkies
Kupferkies
Bleiglanz
Pyrit

Alle anderen Primär-Erze sind mehr oder weniger nur als Spuren gefunden worden (Mengen $< 5\%$). Das recht häufige Brauneisen ist eine oberflächennahe Verwitterungsbildung. Der im Graphitgneis sicher spurenweise vorhandene Molybdänglanz wird neben dem sehr viel häufigeren Graphit sehr leicht übersehen. Das in der Literatur für die Kirkeröstene Schürfe erwähnte gediegene Gold (J.W.A. BUGGE, 5; A.O. POULSEN, 17) konnte nicht nachgewiesen werden.

Einige im Jahre 1963 von der Mofjell-Grube durchgeführte Analysen ergaben folgende Ergebnisse, die allerdings nicht ohne weiteres als Durchschnittswerte anzusehen sind (persönliche Mitteilung von A. KRUSE, Mofjell-Grube).

	% Pb	% Zn	% Cu	% S	% Fe
Steinkjerringa, westlicher Schurf (R 1)	2,81	19,13	0,28	12,26	6,46
Steinkjerringa, östlicher Schurf (R 4)	0,37	23,90	0,12	17,39	9,93
Kirkeröstene, östlicher Schurf (R 6)	1,84	5,74	0,44	7,35	9,81
Kirkeröstene, westlicher Schurf (R 8)	Spuren	1,98	0,35	7,77	10,48

(Die Zuordnung der alten Probenbezeichnungen R 1 etc. zu den neuen E 1 etc. ist nicht sicher möglich. Die ungefähre Lage der Entnahmestelle der Analysenproben kann man den Karten der Anlage entnehmen.)

Zur Bestimmung des Alters einiger norwegischer Blei-Zink-Kies-Lagerstätten und -Vorkommen nahmen S. MOORBATH und F.M. VOKES (14) Messungen der Bleiisotope vor. Für die Mofjell-Erze ergab sich ein kaledonisches Alter von 360 ± 80 Millionen Jahre, während die der Kirkeröstene wie auch anderer zu geringe Werte (Kirkeröstene 230 ± 60 Millionen Jahre; Bleikvassli 80 ± 70 Mill. Jahre bis 160 ± 80 Mill.), hatten, obwohl auch für diese Erze aus vielen Gründen kaledonisches

Alter angenommen werden muß. Die Gründe dafür werden ausführlich bei S. MOORBATH & F.M. VOKES (14) diskutiert.

Wichtig für die wirtschaftliche Beurteilung der Rostafjell-Erze ist die Frage nach dem möglichen Fortsetzen des Erzkörpers oder der vererzten Zone. Nimmt man aus den erwähnten Gründen einen konkordanten Erzhorizont an, nämlich den Graphitgneis an der Grenze Augengneis/Marmor, so wird man in dessen weiterem Verlauf suchen müssen. In der Tat zeigen einige Stellen im Graphitgneis selbst für diesen ungewöhnliche Verwitterungsfarben. Die Proben A 40 (vgl. Abb. 35) stammen aus einer im Streichen zu verfolgenden Zone mit blauschwarzer, fester, z.T. glänzender Verwitterungskruste. Mikroskopisch zeigen sie wie auch E 15 hohen Brauneisengehalt, welcher in dicken Linien die Korngrenzen der Gangarten nachzeichnet und auch Risse und Klüftchen ausfüllt. Schürfe sind aus diesem Gebiet nicht bekannt. Die in der Literatur erwähnten Erzschrufe von Fagermoen am Dalselv (J.A.W. BUGGE, 3; H. BJØRLYKKE, 2; A.O. POULSEN, 17) konnten nicht gefunden werden. Auch in diesem Gebiet herrscht Graphitgneis vor.



Abb. 39, Schliff Nr. E 9₁ (105 x, 1 Nicol, Luft)
Typische Verwachsungsgefüge zwischen Zinkblende
(dunkelgrau) und Bleiglanz (hellgrau) mit sehr wenig Magnetkies (mittelgrau).



Abb. 40. Schliff Nr. E 9₂ (40 x, 1 Nicol, Luit)

Typische Verwachsungsgefüge des Magnetkies-
reichen Erzes. Magnetkies (mittelgrau, mit Py-
ritisierung), Kupferkies (Spur heller, ohne Um-
setzungen), Zinkblende (dunkelgrau), Bleiglanz
(hellgrau), Silikat (schwarz).

SPEZIALKARTE DES GEOPHYSIKALISCH VERMESSENEN FELDDES

Gleichzeitig mit der geologischen Kartierung des Rostafjells wurde die Umgebung der Erzschrufe eingehend geophysikalisch untersucht. Das auf den Karten eingetragene Feld wurde von Norges Geologiske Undersökelse (NGU), Avdeling Malmletning, nach der elektro-magnetischen Methode vermessen. Dem Leiter der Arbeiten, Herrn Ingeniør SAXHAUG, verdanke ich eine Reihe vorläufiger Ergebnisse (Karte 2a, Anlage) sowie die Erlaubnis zur Veröffentlichung in dieser Arbeit.

Die Anomalien, welche die geophysikalischen Messungen ergaben, stimmen in ihrer Lage gut überein mit dem geologisch auskartierten Graphitgneis, wobei natürlich die Graphit-reichsten Zonen auch die größten Anomalien verursachten. Da diese sich jedoch nicht von denen der Erzkörper unterscheiden lassen, ist es nach den vorläufigen Ergebnissen nicht möglich, konkrete Aussagen über Größe und Gestalt des Erzkörpers zu machen.

Die Ergebnisse der geophysikalischen Messungen (nach den vorläufigen Daten) und der geologischen Kartierung des vermessenen Feldes lassen sich in folgenden Punkten zusammenfassen:

- 1.) Die Erzausbisse liegen in den Graphit-reichen Zonen des Augengneises, d.h. in der Nähe der Grenze zum Marmor. Wahrscheinlich handelt es sich um eine Graphitzone, die durch die Morphologie mehrfach angeschnitten wird.
- 2.) Am Südabhang des Rostafjells gelegen, recht nahe der Hauptfaltenachse, wird das Gebiet von (mehreren?) Kleinfaltungen durchzogen, deren Achsen der Hauptachse etwa parallel laufen und die zusammen mit der Morphologie die häufigen Schwankungen der Streichrichtung der Schichten und deren z. T. intensive "Verknetung" bewirken.
- 3.) Neben den auch hier häufigen Nord-Süd-Klüften treten noch eine Anzahl in anderen Richtungen auf, die auch im übrigen Rostafjell zu

finden sind. Verwerfungen konnten nicht nachgewiesen werden.

- 4.) Das Fehlen stärkerer elektro-magnetischer Anomalien in der Nähe der Erzausbisse legt die Vermutung nahe, daß größere Vorräte nicht vorhanden sind, zumindest oberflächennah.

GEOCHEMIE DER BACHSEDIMENTE

Einen wesentlichen Teil der Feldarbeit beanspruchte das Sammeln der Bachsedimente zur geochemischen Untersuchung. Zweck dieser Arbeit war es, die praktische Anwendungsmöglichkeit der geochemischen Untersuchungsmethoden (s. u.) in der Erzprospektion zu prüfen. Diesbezügliche Ergebnisse bleiben einer umfassenden Arbeit von C. KÄHRER, Bleikvassli-Grube, vorbehalten. Da die Analysenergebnisse für das Rostaffell bereits vorliegen, lassen sich einige Aussagen über die Geologie und insbesondere über vermutliche weitere, bisher unbekannte Erzausbisse machen.

Die Proben wurden, soweit zeitlich möglich, in allen Bächen genommen, oberhalb etwaiger Verunreinigungen durch Siedlungen, je nach Gelegenheit etwa alle 200 Meter. Sie wurden in Papiertüten an der Luft getrocknet, anschließend ausgesiebt und die Fraktion -80 mesh zur Analyse benutzt. Diese wurde im Labor der Bleikvassli-Grube durchgeführt, und zwar nach zwei Methoden. Einmal wurden die kalt ammoniumzitratlöslichen Schwermetalle als Summe Cu + Pb + Zn bestimmt ("BLOOM-Test", vgl. H. BLOOM, 3), zum anderen der kalt säurelösliche Kupfer-Gehalt (CANNEY & HAWKINS, 6). Die Ergebnisse sind in den Karten 3 und 4 (Anlage), die ich Herrn Dr. C. KÄHRER, Bleikvassli-Grube, verdanke, zusammengestellt.

Bei der Auswertung der Analysenergebnisse ist zu beachten, daß der Graphitgneis, als ehemaliger Faulschlamm eine Schwermetallfalle, ebenfalls Anomalien verursachen kann. Man muß also von vornherein einen erhöhten "background" annehmen, nach der Signatur der Karten etwa

0 - 5 ppm, vielleicht sogar bis 15 ppm, für den Bloom-Test (Cu+Pb+Zn) und 1 - 4 ppm für das säurelösliche Kupfer. Dieser "background" kann im folgenden weitgehend außer acht gelassen werden.

Beim Betrachten beider Karten fällt sofort auf, daß die Anomalien recht scharf begrenzt sind. Im Süd-Rostafjell fallen diese Gebiete mit den Erzausbissen zusammen, wie es zu erwarten war. Außerhalb dieser Bereiche ergibt der Bloom-Test keine, die Kupfer-Analyse jedoch eine weitere auffallende Anomalie. Sie liegt im gleichen stratigraphischen Horizont wie die übrigen, im Graphitgneis. Diesen jedoch für den hohen Cu-Gehalt verantwortlich zu machen, verbieten die niedrigen Werte anderer Graphitgneis-Partien, z. B. des oberen Gaardsbekken oder des Ytterølven. Aus diesen Erscheinungen muß man schließen, daß die Erzausbisse voneinander getrennt sind, zumindest oberflächennah. Weiterhin ist zu vermuten, daß auf dem Nordflügel des südlichen Sattels weitere Erzkörper ausbeissen. Dieser mußte eine beträchtliche Längserstreckung in der Streichrichtung, parallel zum Flußlauf, haben und außerdem überwiegend Kupfer enthalten, da der Bloom-Test nahezu keine Anomalien liefert.

Der hohe Cu-Gehalt einer Probe des obersten Rotgranbekken trifft zusammen mit einer auffallenden Verwitterungskruste (vgl. A 40, Abb. 35) wenig südlicher, die sich wohl hundert Meter im Streichen verfolgen läßt. Möglicherweise ist eine Vererzung die Ursache, obwohl auch hier der Bloom-Test negativ ausfällt. Das gleiche kann auch für das Gebiet des oberen Tverbekken zutreffen. In beiden Fällen sind sichere Aussagen wegen der wenigen Proben kaum sinnvoll.

Sehr schön zeigen beide Karten einen Wechsel im Charakter der Vererzung von W nach E, der in den Aufschlüssen nicht wahrzunehmen ist. Die Cu-Gehalte sind in den Sedimenten der Abflüsse im Bereich der Kirkerøster Schürfe größer als in jenen der Steinkjerringan-Schürfe, während der Bloom-Test entgegengesetzte Ergebnisse bringt. Die Schürfe zwischen jenen beiden Gruppen verursachen keine Anomalien. Die Erklärung ist ein-

fach: sie besitzen keine Verbindung zu den Bächen, Verwitterungsprodukte werden vom umgebenden Moor aufgenommen.

Auffallend ist, daß die Metallgehalte bachabwärts in den Sedimenten schnell abnehmen, besonders die des Kupfers. Dessen Anomalien scheinen unmittelbar an den Ausbiß gebunden zu sein. Das mag seinen Grund im hohen Sauerstoffgehalt der schnellfließenden Bäche und dem vermutlich recht sauren Wasser des Moorgürtels haben, welcher das ganze Rostafjell umgibt. Beides trägt zur schnellen Lösung der Metalle bei.

Für ein Urteil über die Brauchbarkeit beider Methoden in der Prospektion ist das vorliegende Material weitaus zu gering. Jedoch scheinen sich zwei Ergebnisse abzuzeichnen. Die relativ weit bachabwärts reichenden Anomalien des Bloom-Tests geben einen Hinweis auf eine Blei-Zink-Kupfer-Vererzung. Diese läßt sich dann mit den scharf begrenzten Cu-Anomalien lokalisieren.

GENESE DER ERZLAGER

Über die Entstehung der norwegischen Kieslagerstätten im allgemeinen und der kaledonischen Sulfidvorkommen im besonderen existiert eine umfangreiche Literatur, ein Zeichen, daß diese Frage sehr umstritten ist. Die Autoren scheiden sich in zwei Parteien: die Epigenetiker und die Syngenetiker. Nun kann man die Lagerstätten eines so großen Gebietes, wie es die norwegischen Kaledoniden sind, wohl kaum summarisch der einen oder anderen Entstehungsweise zuordnen, sondern man muß einzelne Vorkommen oder kleine Gebiete für sich betrachten und in Zusammenhang mit dem Nebengestein, dessen Petrographie und Tektonik bringen.

Es kann hier nicht auf die verschiedenen Theorien der zahlreichen Autoren und deren Begründungen eingegangen werden; ich will nur kurz einige Namen nennen: Th. KJERULF (seit 1870, Zusammenhang mit Intrusionen), A. HELLAND & J.H.L. VOGT (1873 bzw. 1889, beide: exhalativ-sedimen-

tär), später (1894) schloß sich VOGT der Theorie KJERULF's an, dsgl. W. C. BRØGGER (1901).

C. W. CARSTENS (1930 - 35, hydrothermal-metasomatisch), Th. VOGT (1935, z. T. magmatische Injektionen.) Heute im wesentlichen: exhalativ-sedimentär, vertreten besonders von Chr. OFTEDAHL (Zusammengestellt nach Chr. OFTEDAHL, 16).

Im folgenden beschränke ich mich auf den Versuch, die Genese der Rostafjell-Erze zu klären. Soweit die vorliegenden Aufschlußverhältnisse überhaupt eine Deutung zulassen, sprechen viele Gründe für eine syngenetische Bildung der Erze, und zwar für exhalativ-synsedimentär nach dem Typus "Thermen münden ins Meer" (H. BORCHERT), wie ihn auch die eingehend untersuchte Lagerstätte Rammelsberg darstellt (P. RAMDOHR, 18; E. KRAUME, 12). Es sollen nun die Gründe zusammengestellt werden, die zu dieser Annahme geführt haben.

Geologischer Verband. Ein Blick auf die Karte (z. B. S. 13/14) zeigt sofort, daß die bekannten Erzausbisse recht genau in einem stratigraphischen Horizont, dem relativ geringmächtigen Graphitgneis, liegen. Die Erzausbisse sind deutlich langgestreckt in der Streichrichtung der umgebenden Gesteine, was besonders bei der südlichen, der Kirkeröster Schurfgruppe, zu erkennen ist.

Daß im rund 10 km entfernten Fagermoen an der Nordseite des Rostafjells ebenfalls im Graphitgneis Erzausbisse bekannt sind (vgl. S. 72), spricht gleichfalls für die Konkordanz der Erzkörper mit den umgebenden Gesteinsschichten. Leider ist das Gebiet dazwischen, d.h. das Innere des Rostafjells, nicht erschlossen, so daß keine Aussage darüber möglich ist, ob sich die Kette der einzelnen Erzkörper dazwischen schließen läßt. Wie bereits erwähnt, sprechen die Cu-Anomalien in den Sedimenten des südlichen Armes des oberen Urlandaaen jedoch für einen weiteren Erzausbiß. Daß es sich um nicht zusammenhängende Erzkörper handelt, zumindest in der Nähe der Erdoberfläche, beweisen ebenfalls

die Schwermetall-Gehalte in den Bachsedimenten. Während die Umgebung der Erzschrfe kräftige Anomalien liefert, sinkt der Gehalt zwischen ihnen auf den "background" (Normalwerte des Graphitgneises) herab. Aus diesen Kriterien kann man auf einzelne im Graphitgneis liegende, aneinandergeriehete Erzlinen schließen, ähnlich wie sie auch aus der etwa 15 km nördlicher liegenden Moßjell-Grube bekannt sind. Deren Erze liegen allerdings nicht im Graphitgneis, sondern in einem hellen Glimmergneis. Die linsige oder tafelige Form ware wiederum ein Kriterium für eine submarin-exhalative Bildung der Erze.

Die beiden Erscheinungen - submarine Exhalationen, deren Schwermetall-Gehalt im reduzierenden H_2S -Milieu des Faulschlammes im Inneren einer Geosynklinalen ausgefällt wird, und submarine Ergüsse basaltischer Laven und Tuffe (Amphibolite) - sind typisch für den initialen Magmatismus, d. h. sie sind praorogen, wie das von Chr. OFTEDAHL (15), F.M. VOKES (25), R. SAAGER (20) und G. ANGER (1) erläutert wird.

Der Mineralinhalt der untersuchten Erze allein kann als Kriterium weder für die Syngenetik- noch die Epigenetik-Theorie herangezogen werden. Vergleicht man jedoch die Analysenergebnisse der Rostafjell-Erze mit denen der heute als sicher exhalativ-sedimentär angesehenen Rammelsberg-Erze, so zeigt sich eine auffallende Übereinstimmung, wenn man berücksichtigt, daß im Vergleich nur sehr wenig Rostafjell-Erz analysiert wurde, die Werte also keinesfalls als repräsentativ, sondern nur als Hinweise aufzufassen sind.

	% Pb	% Zn	% Cu	% S	% Fe
Rostafjell	1,6	21,5	0,2	14,9	8,2
Rammelsberg (Derberz)	8-9	18-20	1-1,3	20 (Sulfid-S)	9-11

(Rostafjell: arithmetische Mittelwerte der auf S. 71 angegebenen Analysen-Daten für das Massiverz der Steinkjerringan-Schrfe.)

Rammelsberg: Durchschnittswerte der Betriebsanalysen für Derberz, E. KRAUME, 1958, unveröffentlicht.)

Interessant wäre ein Vergleich zwischen den Gehalten der Spurenelemente, welche für genetische Überlegungen besonders aufschlußreich sind. Die Rostafjell-Erze sind jedoch darauf noch nicht untersucht. Wahrscheinlich treten dabei aber beträchtliche Schwierigkeiten auf: durch die hochgradige Metamorphose und die beginnende Migmatisierung können leichtflüchtige Elemente weggeführt worden sein (vgl. die Bor-Konzentration in den Turmalin-Pegmatoiden, siehe auch S. 26). Hier kann man vielleicht auch den Grund für das weitgehende Fehlen von As-, Sb- und Bi-Mineralen unter dem Mikroskop suchen. Auf der anderen Seite muß man beachten, daß das Nebengestein, der Graphitgneis, beträchtliche Mengen von Spurenelementen an das syngenetische Erz abgegeben haben kann: das stark reduzierende H_2S -Milieu des Faulschlammes wirkt für viele als Spurenelemente wichtige Schwermetalle wie eine Falle. Für Vergleiche müßten also solche Elemente ausgewählt werden, auf die die genannten Fehlerquellen möglichst gering einwirken.

Viele Erscheinungen lassen sich durch eine exhalativ-synsedimentäre Deutung nicht erklären, fügen sich aber in das Bild ein, wenn man die starke Metamorphose berücksichtigt. Hierher gehören vor allem die Verwachsungen mit dem Nebengestein. Kleine Erzgangchen und Imprägnationen von Erz im umgebenden Gestein lassen sich leicht durch Mobilisation während der Metamorphose erklären (vgl. Kniest am Rammelsberg). So sind es überwiegend die beweglicheren Erze wie Bleiglanz und gelegentlich Kupferkies, die das Gestein imprägnieren (Umlagerungen meist über die hydrothermale Phase). Diese findet man auch oft "verschmiert" zwischen den Silikat-Mineralen (in mikroskopischen Dimensionen), ebenfalls eine Folge der Metamorphose bzw. der Orogenese. Ein weiteres Kriterium für die präorogene Entstehung der Erze ist die starke Kataklyse aller spröden Minerale, besonders des Pyrits und des Magnetkieses. (Eine scheinbare zweite Generation der Kataklyse-Sprünge im Magnetkies, von welchen keine Umsetzungen ausgehen, ist sicher eine Folge des Sprengens der Schürflöcher und des Losschlagens der Handstücke.)

Als Zusammenfassung sollen die Merkmale angeführt werden, die Fr. HEGEMANN (9) als kritisch für die exhalativ-sedimentäre Bildung von Kieslagerstätten angibt, soweit sie sich nach dem Stand der Untersuchungen für das Rostafjell anwenden lassen.

- 1.) Lager- oder Linsenform der Lagerstätte in Sedimentgesteinen oder Paragneisen;
- 2.) Horizontbeständiges Auftreten in Formationen mit verbreiteten submarinen Ergüssen (in Nordnorwegen: Kambrosilur);
- 3.) Submarine Ergußgesteinslagen in der Nähe des Erzes (im Rostafjell: Amphibolit-Lagen). Im großen Verband liegen die Rostafjell- und die Mofjell-Erze im gleichen Horizont wie die (ebenfalls exhalativ-sedimentären) Itabiritischen Eisenerze von Dunderlandsdalen, wenige Kilometer nördlich Mo i Ranas;
- 4.) Prätektonisches Alter der Erze erscheint im vorliegenden Falle durch das Gefüge gesichert (Kataklase, Mobilisationen);
- 5.) Übereinstimmung des Stoffbestandes mit dem einer bekannten Lagerstätte (siehe Vergleich Rostafjell - Rammelsberg mit den angegebenen Einschränkungen).

BEWERTUNG DER ERZVORKOMMEN

Ziel aller Untersuchungen der Erzvorkommen ist es, die Frage nach dem wirtschaftlichen Abbau zu beantworten, das heißt, in erster Linie die Vorräte abzuschätzen. Um es gleich vorwegzunehmen: dieses Ziel konnte bei den vorliegenden Aufschlüssen im Rostafjell nicht erreicht werden. Nimmt man einen oder mehrere konkordante, etwa linsenförmige Erzkörper an, so bleibt immer noch offen, an welchen Stellen er oder sie von der Oberfläche angeschnitten sind. Die Ausstrich-Mächtigkeit

keit von einem oder zwei Metern besagt wenig, denn der Erzkörper kann zur Tiefe mächtiger oder dünner werden.

Da alles dafür spricht, daß das Erz an den Graphitgneis gebunden ist, so müßte es, falls überhaupt vorhanden, am Südabhang des Rostafjells in geringer Tiefe anzutreffen sein, da die Schichten nicht viel steiler einfallen als der Hang. Dagegen lassen die kaum vorhandenen elektromagnetischen Anomalien im Bereich der Erzschrfe nur geringe Vorräte im Untergrund vermuten.

Auffallend sind die hohen Cu-Gehalte der Sedimente im Südarm des Urlandaaen im Inneren des Rostafjells, die etwa gleiche Werte wie in der Umgebung der Erzschrfe erreichen, jedoch weiter verbreitet sind. Da der Graphitgneis an anderen Stellen keine solch hohen Cu-Anomalien in den Bachsedimenten hervorruft, muß man eine andere Ursache annehmen, eben eine Vererzung. Diese muß dann eine beträchtliche Ausdehnung besitzen, denn die Anomalien im Sediment nehmen bachabwärts stets schnell ab.

Da weiter im Norden, bei Fagermoen am Dalselv, ebenfalls Erz ausbeißt (vgl. S. 72), auch hier im Graphitgneis, so liegt es nahe, weitere Vererzungen dazwischen, d.h. im bisher kaum bekannten Gebiet des Ramskaartind, zu vermuten.

In allen diesen Fragen kann man nur Klarheit erhalten, wenn man weitere Untersuchungen anstellt. In diesem Falle heißt das, die fraglichen Stellen systematisch durch Schrfe zu erschließen. Wo dies nicht weiterführt, insbesondere bei der Frage nach dem Fortsetzen in der Tiefe, müssen Bohrungen abgeteuft werden.

ZUSAMMENFASSUNG

In der Einleitung werden die geographische Lage des Rostafjells und die Ziele dieser Arbeit kurz umrissen.

Das Kapitel Geologie bringt nach einer Übersicht der regionalen Geologie der Kaledoniden einige Hinweise zum Aufbau der näheren Umgebung des Rostafjells (Nordland- oder Glimmerschiefer-Marmor-Fazies).

Das Rostafjell gliedert sich in zwei Bereiche: einen SW-Sattel, dessen Achse nach NW, und einen NE-Sattel, dessen Achse nach SE abtaucht. Beide Sättel sind durch eine enge, vergente Mulde verbunden. Die Gesteine entsprechen denen der Nordland-Fazies. Auffallend im Luftbild sind etwa N-S-verlaufende Lineationen, die sich auch im Aufschlußbereich häufig wiederfinden. Verwerfungen waren nicht festzustellen, so daß sie als Zerrklüfte gedeutet werden.

Aus den makroskopischen und mikroskopischen Befunden der Petrographie folgt, daß die Gesteine (ehemalige Sedimente: Tone, Kalke, Grauwacken u.a.) der Almandin-Amphibolit-Fazies des Barrow-Typs zuzuordnen sind. Die Amphibolit-Lagen sind als ehemalige Laven oder Tuffe (basaltischer Zusammensetzung?) zu deuten.

Zwei wesentliche Vererzungstypen werden unterschieden: Ein Zinkblende-Magnetkies-Typ und eine (fast) reine Pyrit-Vererzung. Die Mineralführung der Erze, Erscheinungsformen nach mikroskopischem Befund, der Verband der Erzkörper mit dem Nebengestein und deren mögliches Fortsetzen werden besprochen sowie einige Analysen und Werte zur Altersbestimmung angegeben.

Die vorläufigen Ergebnisse der geophysikalischen Messungen in der Umgebung der Erzschürfe werden mit einer Spezialkartierung dieses Gebietes verglichen. Die Ergebnisse sind in vier Punkte zusammengefaßt:

- 1.) Lage der Erze im Graphitgneis nahe der Grenze zum Marmor;
- 2.) eine oder mehrere Kleinfaltungen in diesem Gebiet;
- 3.) mehrere Kluftrichtungen, jedoch keine Verwerfungen festgestellt;
- 4.) keine größeren (oberflächennahen) Erzvorräte in diesem Gebiet zu vermuten.

Im Kapitel Geochemie der Bachsedimente werden zunächst die Probenahme, Vorbehandlung und Analysenmethoden erwähnt. Dann folgt eine Diskussion der Ergebnisse. Folgende Schlüsse ergeben sich daraus:

- 1.) Die Erzausbisse sind (oberflächennah) voneinander getrennt.
- 2.) Wahrscheinlich beißt in der Nähe des oberen Urlandaalen ein weiterer größerer Erzkörper aus.
- 3.) Der Charakter der Vererzung am Südhang des Rostafjells wechselt von Cu-reich im E nach Cu-arm im W, während der Bloom-Test entgegengesetzte Ergebnisse gibt.
- 4.) Die weiter bachabwärts reichenden Anomalien des Bloom-Tests geben Hinweise auf die Vererzung, welche sich mit den scharf begrenzten Cu-Anomalien einengen lassen.

Nach einem kurzen Überblick über die Ansichten verschiedener Autoren zur Genese norwegischer Kieslagerstätten folgt der Versuch, die Entstehung der Rostafjell-Erze zu klären. Der geologische Verband der Erzkörper mit dem Nebengestein, der Mineralinhalt und ein Vergleich der Erzanalysen des Rostafjells mit jenen des Rammelsberges führen zu dem Schluß, eine synsedimentäre, exhalative Bildungsweise der Erze anzunehmen. Klare Aussagen zur Bewertung der Erzvorkommen lassen sich nicht machen, da die Aufschlußverhältnisse zu dünn sind. Es liegt nahe, im Inneren des Rostafjells weitere Erzausbisse zu vermuten, deren Existenz jedoch noch durch weitere Schürfe und durch Bohrungen oder geophysikalische Messungen nachzuweisen wäre.

SAMMENDRAG

I innledningen angies Rostafjellets geografiske beliggenhet og arbeidets formål.

Avsnittet "Geologi" inneholder ved siden av en oversikt over det kaledonske regionale geologi, noen henvisninger til den geologiske oppbygging av Rostafjellets omgivelser (Nordland-eller Glimmerskifer-marmor-facies).

Rostafjellet deler seg i to områder: en SV-saddel, hvis akse faller mot NV og en NØ-saddel, hvis akse faller mot SØ. Bergartene tilsvarende den nordlandske facies. På flyfotoene sees påfallende lineasjoner, hvis strøkkretning er omtrent N-S, og som kan gjenfinnes hvor fjellet ligger åpent i dagen. Forkastinger er ikke blitt funnet, slik at lineasjonene blir ansett som kløfter.

Fra petrografiets makroskopiske og mikroskopiske resultater følger, at bergartene, som er dannet av sedimenter (leire, kalksten, uren sandsten o.s.v.), må tilregnes den almandin-amfibolitt-facies av Barrow-typen. Amfibolittene ansees som opprinnelige basaltiske lavaer eller tuffier.

Malmen viser to vesentlige typer: sinkblende-magnetkis typen og (nesten) ren svovlkis-malm. Malmens mineralinnhold og mikroskopi, forbindelsen av malinkroppene og sidebergartene samt mulige fortsettelser omtales og noen analyser og aldersbestemmelser angis.

De geofysikaliske målingenes foreløbige resultater i omgivelsen av malmeskjerp, sammenlignes med en spesialkartlegging. Fire punkter følger som resultater:

- 1.) malmens beliggenhet i grafit-gneisen nær grensen til marmorlaget,
- 2.) en eller flere småfoldninger i dette området,
- 3.) flere kløfretninger, uten fastslåtte forkastinger,

4.) Ingen stor malmforekomst å formode i overflatens nærhet.

I avsnittet "Bekksedimenters geokjemi" nevnes først prøvetagelsen, forbehandlingen og analysemetodene. Så følger resultatenes diskussjon, som gir de følgende synspunkter:

- 1.) Malmkroppene er skilt fra hverandre i overflatens nærhet.
- 2.) Sansynligvis utgår en ytterlige, større malmlegeme nær den øveren Urlandaaen.
- 3.) Malmens karakter på Rostafjellets sydskråningen skifter fra Cu-rik i øst til Cu-fattig i vest, mens Bloom-testen gir motsatte resultater.
- 4.) Henvisninger til malmkroppen fås av Bloom-testens anomalier, som går lenger nedover langs bekken, mens de skarpt begrensede Cu-anomalier tillater å lokalisere malmlegeme.

Etter et kort overblikk over de forskjellige forfatterenes oppfatninger av de norske kisleforekomstenes dannelse, følger forsøket å forklare Rostafjell-malmens dannelse. Malmkroppens forbindelse med sidebergartene, mineralinnhold og en sammenligning av Rostafjellets og Rammelsbergs malmanalyser viser, at malmen er dannet på ekshalativ-sedimentær måte.

Sikre uttalelser om lønnsomheten av en eventuell utvinning av malmen kan ikke gies, da mulighetene til å komme i nærmere kontakt med malmen, er meget dårlig. Det er nærliggende å anta ytterlige malmforekomster i dagen i det indre av Rostafjellet, dens eksistens må imidlertid bli påvist ved skjerp, ved boringer eller geofysisikaliske målinger.

LITERATURVERZEICHNIS

1. ANGER, G. (1964): Die genetischen Zusammenhänge zwischen deutschen und norwegischen Schwefelkies-Lagerstätten, unter besonderer Berücksichtigung der Ergebnisse von Schwefel-Isotopen-Untersuchungen.
Dissertation Clausthal
2. BJØRRLYKKE, H. (1951): Sink og Blyforekomster i Nord-Norge.
Tidsskrift for Kjemi, Bergvesen og Metallurgi, 11. Årg., 1951, nr. 6, s. 85 - 89
3. BLOOM, H. (1955): A field method for the determination of ammonium citrate-soluble heavy metals in soils and alluvium.
Econ. Geol. 50, 1955, p. 533 - 41
4. BORCHERT, H. (1960): Geosynklinale Lagerstätten, was dazugehört und was nicht dazugehört, sowie deren Beziehungen zu Geotektonik und Magmatismus.
Freiberger Forschungshefte, C 79, S. 7 - 61
5. BUGGE, J.A.W. (1948): Rana gruver, geologisk beskrivelse av jernmalmerfeltene i Dunderlandsdalen.
NGU⁺⁾ , nr. 171
6. CANNEY, F.C., D.B. HAWKINS (1958): Cold acid extraction of copper from soils and sediments. - A proposed field method.
Econ. Geol., 53, pp. 877 - 86
7. GEIS, H.P. (1958): Die Genese der norwegischen Kieslagerstätten.
Zeitschrift für Erzbergbau und Metallhüttenwesen, Bd. XI, Nr. 11, S. 541 - 43
8. GEIS, H.P. (1960): Frøhorogene Sulfidlagerstätten.
Geol. Rundschau, 50, S. 46 - 52
9. HEGEMANN, Fr. (1948): Geochemische Untersuchungen über die Herkunft des Stoffbestandes sedimentärer Kieserz-lager.
Fortschr. Min., 27 (1948), S. 45 - 46

⁺⁾ NGU: Norges Geologiske Undersøkelse

10. HOLMSEN, G. (1932): Rana. Beskrivelse til det geologiske general-kart.
NGU, nr. 136
11. HOLTEDAHL, O. (ed.) (1960): Geology of Norway.
NGU, nr. 208
12. KRAUME, E. (1955): Die Erzlager des Rammelsberges bei Goslar.
Beih. Geol. Jb., 18
13. MASAROWITSCH, A.N. (1958): Grundlagen der Regionalen Geologie der Erdteile.
VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin.
14. MOORBATH, S., F.M. VOKES (1963): Lead isotopes in Norwegian galenas.
NGT⁺, bd. 43, s. 283 - 341
15. OFTEDAHL, Chr. (1958): A theory of exhalative-sedimentary ores.
Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, 80, h. 1
16. OFTEDAHL, Chr. (1961): Om dannelsen av de norske kistforekomster.
Teknisk Ukeblad, nr. 19, 108. årg., s. 415 - 19
17. POULSEN, A.O. (1964): Norges gruver og malmsforekomster.
II. Nord-Norge.
NGU, nr. 204
18. RAMDOHR, P. (1953): Mineralbestand, Strukturen und Genesis der Rammelsberg-Lagerstätte.
Geol. Jahrb., 67, S. 367 - 494
19. RAMDOHR, P. (1955): Die Erzminerale und ihre Verwachsungen.
Akademie-Verlag, Berlin
20. SAAGER, R. (1966): Erzgeologische Untersuchungen an kaledonischen Blei-, Zink- und Kupfer-führenden Kieslagerstätten im Nord-Rana-Distrikt, Nord-Norwegen.
Dissertation, Eidgen. Techn. Hochschule, Zürich.

+) NGT: Norsk Geologisk Tidsskrift

21. TORGERSEN, J.C. (1928): Sink og blyforekomster på Helgeland.
NGU, nr. 131
22. TRÖGER, W.E. (1956): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 1: Bestimmungstabellen.
E. Schweizerbart'sche Verl.-Buchhandlung, Stuttgart, 2. Aufl.
23. TRÖGER, W.E.: Optische Eigenschaften und Bestimmung der wichtigsten gesteinsbildenden Minerale.
in H. FREUND: Handbuch der Mikroskopie in der Technik. Bd. IV, Teil 1, Umschau-Verl., Frankfurt a. M.
24. VOGT, J.H.L. (1890): Salten og Ranen.
NGU (1891)
25. VOKES, F.M. (1958): Metallogenic provinces and epochs in Norway.
Tidsskrift for Kjemi, Bergvesen og Metallurgi, 4, s. 47 - 55
26. VOKES, F.M. (1963): Geological Studies on the Caledonian pyritic zinc-lead orebody at Bleikvassli, Nordland, Norway.
NGU, nr. 222
27. WENK, E. (1963): Zur Definition von Schiefer und Gneis.
N. Jb. Miner., Mh., 5, S. 97 - 107
28. WINKLER, H.G.F. (1965): Die Genese der metamorphen Gesteine.
Springer-Verlag, 1965

ANHANG

Beschreibung der Proben

Anmerkungen

Die Nomenklatur der Gesteinsproben folgt im wesentlichen dem Vorschlag E. WENK's (21), d. h. einer Unterscheidung nach "schiefrigem" und "gneisigem" Gefüge. Die Bezeichnung "Gneis" beinhaltet neben einer Glimmerführung auch einen höheren Quarz- und Feldspatgehalt, der die "gneisige" Spaltbarkeit ja hauptsächlich hervorruft. Ebenso schließt der Name "Amphibolit" einen wesentlichen Plagioklas-Gehalt ein.

Bei der Benennung der Gesteinsproben wurden die gering vertretenen Minerale (<10 - 15 %) nicht berücksichtigt, weil

- 1.) bereits im Handstück starke Schwankungen der Mineralanteile in den verschiedenen Lagen auftreten können,
- 2.) die Mengenanteile recht zufällig aus dem Handstück geschnittener Dünnschliffe nur geschätzt wurden,
- 3.) in den Handstücken, von denen keine Dünnschliffe gemacht wurden, die untergeordneten Anteile auch nicht annähernd genau geschätzt werden können.

Bei den E-Proben (E 1 u. s. w.) wurde meist auf eine genaue Gesteinsbezeichnung verzichtet, weil diese häufig außerordentlich heterogen aufgebaut sind.

Die Erzmengen dieser Handstücke wurden grob geschätzt und als Vol.-% angegeben!

Die Mineralführung der untersuchten Dünnschliffe (D) und Anschliffe (A) ist den Tabellen auf S. 103 - S. 106 zu entnehmen.

Die Korngrößen sowohl der Gesteine als auch der Erze liegen recht einheitlich zwischen (50 μ -) 0,1 - 1 mm (- 3 mm). Ausnahmen davon

nach unten bilden Mylonit-Zonen, Myrmekite, Entmischungen, Verwitterungsreste u. ä.; nach oben weichen davon Glimmer (vor allem Muskovite), Granate und besonders Pegmatoid-Bildungen z. T. erheblich ab (bis über 10 cm).

Idiomorphe Kornformen sind sehr selten zu finden, am ehesten noch bei kleinen Epidoten, gelegentlich auch beim Pyrit und Bleiglanz. Völlig xenomorphe Körner (Quarz, Feldspäte) oder Fetzen (Amphibole, auch Glimmer) sind die Regel; größere Epidote und besonders Granate bilden meist rundliche, oft einschlußreiche Skelette (vgl. auch Abb. 28 50₂ u. a.).

- 1: Grammatit-Dolomit-Marmor, gleichmäßig mittelkörnig, mit wechselnden Mengen von (bis dm) großen Grammatit-Kristallen.
- 2: Grammatit-Kalzit-Marmor, sonst wie 1.
D: mineralarmes, deutlich geregeltes Gemenge von Kalzit und Grammatit mit einzelnen kleinen Zwickelfüllungen von Quarz.
- 3: stark angewitterter Pegmatoid mit Plagioklas, Quarz, schwach gellichem und intensiv grünem Glimmer.
- 4₁: reinweißer, mittelkörniger (um 5 mm) Marmor mit einzelnen Graphit-Schüppchen.
- 4₂, 4₃: wie 1
- 4₄: wie 4₁, Dolomit-Marmor
D: meist isometrische Karbonat-Körner in wenig verzahnter Pflasterstruktur, darin verteilt die anderen Minerale, oft auf den Korngrenzen.
- 5: wie 1, 5₄ jedoch fast reiner Grammatit
D 5₁: wie D 2, aber ohne Quarz und höherer Grammatit-Gehalt.
- 6: Aktinolith-Kalzit-Dolomit-Marmor, feinkörnig, dunkelgrau, mit wechselnden Mengen von glasig-weißem, wirrstrahligem und schwarzem, fächerförmigem bis radialstrahligem Amphibol (Ø der Aggregate 1 - 2 cm)
D 6₁: undeutlich geregeltes Gemenge von überwiegend Karbonat und Amphibol, beide weitgehend partienweise getrennt. Karbonat z. T. stark braun und trübe.

- 7: Karbonat-Einschluß (Grammatit-Dolomit-Marmor, wie 1) im Amphibolit.
D 7₂: Grenze zwischen beiden ist recht scharf, z. T. durch Mylonit-ähnliche Zonen und parallel liegende Chlorit-Schuppen nachgezogen.
- 8: Kalzit-Marmor, feinkörnig bis dicht, hellgrau mit dünnen, verschwommenen, schwarzblauen Lagen und Linsen, einzelne Muskovit- und Graphit-Schuppen und Pyrit-Körnchen.
D 8₁: verzahnte Pflasterstruktur des Kalzits, dazwischen die anderen Minerale, meist auf Korngrenzen und in das Karbonat hineingreifend.
- 10: Quarz-Muskovit-Schiefer, Quarzmauern durchsetzen den feinschuppigen Glimmer, neben Muskovit und ganz hellbraunem Biotit z. T. auch intensiv grün gefärbte Partien.
- 11: Undeutlich lagenförmig aufgebauter Granat-Gneis. Die meist in den hellen Lagen liegenden cm-großen Granate werden von den dunklen Lagen boudinagenartig umflossen.
D 11₁: In der verzahnten Pflasterstruktur der hellen Minerale (Q, Plag, Or) liegen Bänder oder Fetzen bzw. Schuppen und Skelette von Granat, Glimmer, Epidot, z. T. in Gruppen zusammen.
- 12₁: Gutgeregelter, recht feinkörniger Granat-Biotit-Gneis, dessen massenweise Granate gleichmäßig verteilt und einheitlich groß sind (um 2 mm ϕ).
D: zwischen den Granaten liegt ein feinkörniges, z. T. schwach geregeltes Gemenge der übrigen Minerale.
- 12₂ - : Deutlich geregelter Graphit-Quarz-Glimmerschiefer, dessen
12₄ hoher Graphit-Gehalt z. T. harnischartig ausgeschmiedet ist. Weitgehend braun angewittert.
D 12₂: lagiges Gefüge von gutgeregelten Glimmerlagen und ungeordneten Partien von meist isometrischen Quarz-Körnern, alles stark mechanisch beansprucht, starke Verwitterung.
- 13: wie 12₂ - 12₄, mehr gneisiges Gefüge
- 14: heller, etwas poriger Muskovit-Quarzit mit partienweise angereichertem Graphit und feinen Kieskriställchen. Die unfrischen Begrenzungsflächen des Handstücks zeigen auffallend kraftige Verwitterungsfarben.

D: ausgeprägt lagiges Gefüge des Muskovits, nicht des Quarzes (etwa isometrische Körner), alles stark mechanisch beansprucht.

- 15: Granat-reicher Biotitschiefer mit lagenweise angereichertem Graphit.

D: Zwischen den Großgranaten (um 5 mm ϕ) liegt ein feinkörniges Gemenge von Quarz (Mosaikstruktur), Biotit (Einzelschuppen und Aggregate) und partienweise häufiger Graphit.

- 16: Graphit-Augengneis mit stellenweise auffallender, gelber Verwitterungsfarbe.

D: "Auge" aus intensiv verwachsenem, stark zerbrochenem, etwas zersetztem Glimmer-Quarz-Feldspat (Mikroklin)-Gemenge.

Gneis-Grundmasse: scharfe Regelung der Minerale, intensive Verwachsungen, z. T. myrmekitisch, besonders der Quarz-Körner.

Grenze zwischen beiden: recht scharf markiert durch den Wechsel der Mineral-Anteile sowie durch kleinere Körnung im Gneis.

- 17: Mengenmäßig wechselnd zusammengesetzter Gneis enthält unregelmäßig verteilte, bis zu einigen cm große, farbenartige Amphibol-Aggregate (Aktinolith) und Nester von körnigem, deutlich braunem bis violetttem Quarz.

D 17: feinkörnige Grundmasse aus Quarz, Plagioklas, Orthit, schwach geregelt, darin gut geregelte, jetzt völlig zerbrochene Idioblasten der übrigen Minerale.

- 18: Graphit-reicher Gneis mit kräftig dunkelbraunen, z. T. samtartigen Verwitterungsfarben.

D 18: im gutgeregelten Quarz-Gefüge liegen die übrigen Minerale eingebettet, z. T. partienweise angereichert; alles stark beansprucht.

- 19: Weitgehend verwittelter Graphit-haltiger Muskovit-Biotit-Gneis.

D: Wirres Durcheinander von Bruchstücken aller Minerale, Glimmerschuppen z. T. gut eingeregelt.

- 20: wie 14, jedoch höherer Kiesgehalt.

D: z. T. stark verzahnte Grundmasse von rundlichen bis lang-

- 45: Heller, Granat-führender Gneis mit lagenweise angereichertem Glimmer und ausgeprägter Striierung auf den Begrenzungsflächen des Handstückes.
D: z. T. intensiv verzahntes, deutlich geregeltes Mosaikgefüge, Feldspäte meist stark getrübt (serizitisiert).
- 50: Wechsellagerung (mm - cm) von hellen Lagen (Quarz, Plagioklas) und dunklen (Biotit oder Amphibol), darin unregelmäßig verteilt, z. T. in den hellen Lagen massenweise, kleine Granate (1 - 5 mm ϕ).
D 50₁: in wenig verzahnter Quarz-Plagioklas-Grundmasse sind die Glimmer zu unscharfen Bändern angereichert, darin unregelmäßig verteilt sind Granat und Epidot (z. T. ebenfalls in Bändern angereichert).
D 50₂: Grenze zu Amphibolit-Lage: nicht gerade aber sehr scharf.
- 190: Kalzit-Marmor, grobkörnig, glasig-grau, enthält neben etwas Kies und Graphit auch hellbraune und grasgrüne Glimmer (einige mm ϕ).
- 309: Deutlich geregelter, recht feinkörniger Graphit-Epidot-Gneis, wenig angewittert, jedoch weitgehend gelockertes Gefüge (Frost-einwirkung).
D 309: geregeltes, z. T. intensiv verwachsenes Gefüge.
- I: Verschwommen lagenweise aufgebauter Granat-Amphibol-Gneis. Helle Lagen mit massenweise kleinen Granaten ($\sim 0,5$ mm ϕ), dunkle mit überwiegend Amphibol, Biotit, Pyrit.
- II: Dunkler Granat-Epidot-Gneis von recht gleichmäßiger Körnung und partienweise angereicherten hellen Mineralen.
D: Gut geregelte Grundmasse aus Quarz und Feldspat enthält grob geregelte Biotit-Fetzen und unregelmäßig verteilten Granat, Epidot u. a.
- III: Pegmatoid-Bildung mit Reststrukturen aus dem umgebenden Ausgangsgneis.
- IV: wie 190
- V: Granat-Amphibol-Gneis mit lagenweise angereichertem Biotit bzw. hellen Mineralen, alles recht gleichmäßig durchsetzt von Granaten (um 1 - 5 mm ϕ).

- VI: Gneis mit scharf lagenweise (cm-Bereich) wechselndem Anteil der Minerale: Biotit, Quarz, Plagioklas, Amphibol u. a.
- VIII: Undeutlich schichtig aufgebauter Epidot-Gneis mit lagenweise wechselnder Zusammensetzung.
D: in z. T. intensiv verzahnter Quarz-Feldspat-Grundmasse liegen unregelmäßig verteilt und wenig eingeregelt die anderen Minerale.
- IX: Phlogopit-Kalzit-Marmor, glasig-grau, mit guter Regelung der Glimmer.
D: im wenig geregelten, körnigen Karbonat-Gefüge liegen unregelmäßig verteilt Glimmer, Amphibol (beide gut geregelt) und Epidot; Quarz als Zwickelfüllungen und Ketten rundlicher Körner auf den Karbonat-Korngrenzen.
- X: Granat-Glimmerschiefer mit beginnender "Augen"-Bildung.
- XI: Grob geregelter, fein kiesdurchstatter Granat-Quarz-Amphibolit, durchzogen von einigen feinen Quarz-Lagen. Soweit makroskopisch erkennbar, sind die Granate von einer feinen Quarz-Schicht umgeben.
- XII₁: Erzimprägnierter Quarz-Amphibolit, dessen helle Bestandteile und das Erz (Kies) z. T. in undeutlichen Lagen und Nestern angereichert sind.
D: Unregelmäßige, jedoch eingeregelt Verwachsungen der langgestreckten Hornblende-Fetzen mit den hellen Mineralen, diese meist in Nestern zusammen.
- XII₂: Biotit-reicher Granat-Epidot-Gneis mit undeutlich lagenweise angereicherten hellen Mineralen.
D: gut eingeregelt, jedoch unregelmäßige Verwachsungen der Minerale.
- XII₃: Undeutlich lagiger Granat-Amphibol-Gneis
- XIII: Fein kiesdurchstäubter Quarz-Biotit-Amphibolit, dessen Glimmergehalt eine deutliche Regelung hervorruft.
D: deutlich geregeltes Hornblende- und Biotit-Gefüge, wozwischen die anderen Minerale in unregelmäßigen Verwachsungen liegen.

XV: sehr ähnlich XII₃

XVI: Granat-Biotit-Augenschiefer mit Amphibolit- und Granat-Gneis-Lagen (cm- bis dm-Bereich).

D XVI₇: (Biotit-Granat-Amphibolit) gut geregeltes Gefüge von Hornblende, Biotit und Nestern von Quarz und Plagioklas umgibt boudinagenartig die großen Granate, deren unmittelbare Umgebung feinkörnig zerbrochen ist (durch Bewegung).

XVII₁: recht heller Granat-Epidot-Amphibolit

D: wie andere Amphibolite

XVII₂: Übergang zwischen Biotit-Schiefer und Amphibolit, dessen hoher Quarz-Gehalt z. T. in "Augen" konzentriert ist.

XVIII: Granat-Amphibol-Augengneis mit verschwommener Schichtung.

XIX: Pegmatoid-Bildung aus Augengneis.

XX: recht feinkörniger (bis ~0,5 mm) Granat-Amphibol-Gneis

D: völlig unregelmäßiges, wirres Durcheinander der Komponenten, stark mechanisch beansprucht.

XXI: Grauer bis rötlicher Quarz-Plagioklas-führender Kalzit-Marmor mit lagig angereicherten dunklen Mineralen.

D: wie andere Marmore

XXII: etwa wie 190, ohne grüne Glimmer

XXIII: Übergang zwischen Augengneis und Pegmatoid

XXIV₁: feinkörniger Epidot-Amphibolit

D: feinkörnige Grundmasse enthält in allen Übergängen größere Körner aller Minerale.

XXIV₂: heller Mikroklin-Gneis

D: feinkörnige Grundmasse von Feldspat und Quarz enthält größere Körner der anderen Minerale und viel Feldspat. Intensiv verzahnte Verwachsungen bis beginnende Aufschmelzung, schwache bis deutliche Regelung.

- XXIV₃: Grauer, kiesdurchstäubter Muskovit-Quarz-führender Kalzit-Marmor.
D: wie andere Marmore
- XXV: Lagenweise glimmerreicher Epidot-Augengneis
D: gut geregeltes Biotit-Gefüge, dazwischen unregelmäßige, z. T. stark verzahnte Verwachsungen der hellen Komponenten. "Augen" bestehen aus gröber körnigem Quarz und Feldspat, z. T. myrmekitisch verwachsen.
- XXVI: Bändergneis
D XXVI₁: überwiegend helle Lagen wechseln mit Mylonit-Zonen, die einzelne grobe Muskovite enthalten. Myrmekitische Anschmelzungen sind häufig.
- XXVII: Überwiegend dunkler Granat-Amphibol-Gneis
D: Gut geregeltes Hornblende-Biotit-Gefüge umgibt boudinagenartig die Granate.
- XXIX: Gleichmäßig körniger (2 - 5 mm), deutlich geregelter Granat-Gneis
D: wie übrige Gneise.
- XXX: Biotit-Granat-Amphibolit mit lagenweise wechselnden Mineral-Anteilen.
- XXXII: Epidot(Zoisit)-Quarz-Biotitschiefer mit Granat-Epidot(Zoisit)-Amphibolit-Lagen. Im Schiefer sind Zoisit-Nadeln lagenweise angereichert.
D: körniges bis fetziges, z. T. gutgeregeltes Nebeneinander der Minerale ohne wesentliche Verzahnung der Einzelkörner.
- XXXIII₁₋₂: Fein- bis mittelkörniger, weißer Muskovit-Dolomit-Marmor
- XXXIII₃: Plagioklas-Pegmatoid-Bildung aus dem Marmor
- XXXIV: wie XXIII
- XXXV: wie 7, jedoch kleiner
- XL: Kiesdurchsetzter, feinkörniger, blaugrauer Grammatit-Kalzit-Marmor, im Handstück als "Kalk-Glimmerschiefer" anzusprechen wegen des z. T. hohen Glimmergehalts.

- P: Pegmatoid (oder Pegmatit?) mit Granat, Turmalin, Muskovit, Quarz und Feldspat (Plagioklas).
- D: Granat-Plagioklas-Augenglimmerschiefer mit Nestern dm-großer Disthene.
- T: Turmalin-Quarz-Plagioklas-Pegmatoid
- B_g: stark angewitterter Turmalin-Quarz-(Feldspat)-Pegmatoid
- E 1: Rein weißes (ausgebleichtes?) Gestein ist durchsetzt mit grobkörnigem Pyrit und wenig Zinkblende. Erzanteil: um 30 %.
A: unregelmäßige Verwachsungen, starke Kataklaste.
- E 2₁: Erzdurchsetzter Biotit-Schiefer, Kies und Zinkblende je etwa 10 %.
- E 2₂: wie E 2₁, jedoch 60 % ZnS, 5 - 10 % Kies.
- E 2₃: Erzdurchsetzter, z. T. Biotit-reicher, grau-grüner Strahlstein, Erzanteil ~5 %, überwiegend schwarze Zinkblende.
D: überwiegend fettiger Grammatit (bis Aktinolith), wenig eingeregelt.
- E 3₁₋₇: wie E 2₃, Erzanteil bis ~60 %.
- E 3₈₋₁₀: Weitgehend zersetzter, erzimprägnierter Augengneis
- E 4: Schwach erzimprägnierter (< 10 %), verwitternder, Quarz-reicher Gneis.
- E 5: Völlig erdig braun verwitterte Reste eines Quarz-Glimmer-Gesteins (Pegmatoid?) enthält z. T. sehr reichlich Granat, daneben Nester und Fetzen eines blauschwarz glänzenden Minerals (Reste eines Erzes?).
- E 6: Feinkörniges, helles Gestein mit feiner Erzimprägnierung, überwiegend Kies, wenig Zinkblende.
- E 7: Glimmerreicher Augengneis mit kräftigen Verwitterungsfarben ist unregelmäßig durchsetzt (Imprägnationen, Nester, Gängchen) von Erz, z. T. bis 50 %, besonders Magnetkies, Zinkblende, Bleiglanz.

- E 8₁: Schwach kiesimprägnierter Epidot-Quarz-Muskovit-Schiefer mit kräftigen, z. T. samtartigen Verwitterungsfarben.
- E 8₂: ähnlich E 7, feinkörniger, überwiegend Magnetkies-Gangchen.
- E 9: ähnlich E 7, Haupterz: Zinkblende (30 - 40 %) neben Magnetkies (bis ~ 20 %).
- E 10₁: ähnlich E 7, höherer Bleiglanz-Gehalt.
- E 10₂: schwach erzimprägnierter (< 1 %) Epidot-Amphibolit
- E 10₃: wie E 10₂, Granat-Gehalt, erzfrei
- E 10₄: erzfreier, fast reiner, feinschuppiger (1 - 2 mm) Biotit mit wenig hellen Bestandteilen.
- E 11: wechselnd zusammengesetztes, körniges Gemenge von (meist) überwiegend Zinkblende (bis zu 80 %), Quarz, Glimmern und untergeordnet andere Erzminerale (FeS, PbS).
- E 12₁ u. E 12₃₋₄: ähnlich E 11
- E 12₂: erzfreier, Graphit-führender Gneis
- E 14: Mikroklin-Gneis mit lagen- und linsenartig (0,5 - 5 cm) angereicherten, unregelmäßigen, stark zerbrochenen Pyrit-Kristallen (~ 20 %).
- E 15: Graphit-reicher Quarz-Glimmerschiefer mit auffallenden, kräftigen, z. T. samtartigen Verwitterungsfarben.
D: scharf geregeltes Muskovit-Biotit-Gefüge mit z. T. intensiver Kleinfältelung (im mm-Bereich).
A: Die Gangart-Korngrenzen werden netzartig von Brauneisen-nachgezogen. Einzelne Brauneisen-Gängchen mit deutlichem Gel-Gefüge.
- E 16: ähnlich E 15, weit Glimmer-ärmer.
- E 17₁, E 17₃₋₄, E 17₆: sehr ähnlich den Proben E 11, Erzanteil um 50 %, überwiegend Zinkblende.
- E 17₂, E 17₅: Heller Quarz-Glimmerschiefer mit unregelmäßigen Erz-Imprägnationen, die sich gelegentlich zu Fetzen und Nestern verdichten. Stark angewittert. Erz: < 10 %, überwiegend Magnetkies.

- E 18: Helle Verwitterungsreste (weiß, gelb bis braun) eines sehr Graphit-reichen Gneises (um 10 % Graphit im Dünnschliff).
- A 27: Feinkörniger bis dichter, undeutlich lagenweise aufgebauter Andalusit-Epidot-Graphit-Gneis.
A: Graphit (25 - 30 % !) selten schuppig, meist flockig zu Nestern zusammengeballt. Erzminerale, besonders FeS, stark zersetzt (verwittert).
- A 40: Proben einer braunen bis auffallend blauschwarz glänzenden Verwitterungskruste des Graphitschiefers.
A: ähnlich E 15, jedoch mehr Brauneisen, Pseudomorphosen von Brauneisen nach Pyrit.

Anmerkungen zur Tabelle der Dünnschliffe

Schw.:	Schwerminerale
An.:	Anorthit-Gehalt der Plagioklase, soweit bestimmt (vgl. Kap. Plagioklas)
Dol.:	Dolomit-Gehalt im Marmor (in %), soweit bestimmt (vgl. Karbonate)
Zahlenangaben:	geschätzte Prozentanteile in den Dünnschliffen
+	geringe Anteile, < 5 %
alle Mengenangaben +:	Anteile nicht annähernd schätzbar
(1), (2), (3) u. s. w.:	Mengenanteile schwer schätzbar, nach ihrer Häufigkeit angegeben.

Gesteinsart	Schliff-Nr.	Q	Plag.	An.	Or.	Mikr.	Perth.	Mu.	Bl.	Ser.	Chl.	Amph.	Di.	Karb.	Dol.	Zois.	Ep.	Orth.	Gr.	Erz.	Grph.
Granat-Epidot-Gneis	II	15	20 (5)	+	+			40						5		10			10	+	
Epidot-Gneis	VIII	20	←35 (27)→					+	20	+						+	10	5	5	+	
Kalzit-Marmor	IX	+						+				+		95 (0)		+	+			+	+
Quarz-Amphibolit	XII ₁	15	15 (15)	10				+				40				+				10	
Gneis	XII ₂	20	10 (5)					40		+				5		15			10	+	
Quarz-Biotit-Amphibolit	XIII	15	10 (15)	5				20				40		+		10	+				
Granat-Amphibol-Gneis	XV	15	25 (45)					10		+		30				10			10		
Biotit-Amphibolit	XVI ₇	←15→	(10)					15				60		5		+	+		+	+	
Granat-Amphibolit	XVII ₁	10	15 (35)					+				50				10			10	+	
wie XV	XX	10	20 (5)	+				+		+		20		+		+	+		20	+	
wie IX	XXI	10	10 (5)	+				+						70 (0)		+	+			+	
Epidot-Amphibolit	XXIV ₁	+	+					+				(1)		+		(2)	+			+	
Mikroclin-Gneis	XXIV ₂	+	+	(10)	+	+	+	+	+					+		+				+	
wie IX	XXIV ₃	10						5						80 (0)			+			+	+
Epidot-Augengneis	XXV	(1)	(4) (30)	+	+			(2)				+		+		←(3)→	+		+	+	
Bändergneis	XXVI ₁	30	20 (15)	←30→	+			20	+										+	+	
wie XV	XXVII	10	10 (15)					25				25		10		+			15	+	+
Granat-Gneis	XXIX	15	20 (10)					10		+				+		+			40	5	
Biotit-Granat-Amphibolit	XXX ₁	10	10 (10)					15		+		40				5			15	5	
Epidot-Amphibolit	XXXII ₁	5										60		+		←30→	5				
Epidot-Quarz-Glimmersch.	XXXII ₂	40	10					5	15							←30→					
Granat-Augengneis	XXXIV	25	30 (30)	←15→				+	20							+	+		5	+	
wie 2	XL	+						+				25		65 (0)		+			10		
Erznebengestein	E 2 ₃	+						+				65		5		5			20		
"	E 3 ₂	30	5					20				25		5		5			+		
"	E 3 ₁₀	70	20 (5)					←10→											+		
"	E 4 ₁	30	25 (55)					15					10			+			20		
Granat-Pegmatoid?	E 5 ₁	60																	40		
Erznebengestein	E 7 ₄	60	5 (45)					25	5							+			+		

Zusammenstellung von Mineralinhalt und
-mengen in den untersuchten Anschliffen

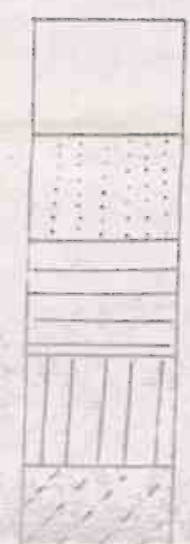
(vgl. Erläuterungen zur Dünnschliff-Tabelle)

	Gangart	ZnS	FeS	Pyrit	PbS	Cu-Kies	Nadeleisen	Rubinglimmer	Graphit	Hämatit	Zinnstein	Ilmenit	Rutil	Fahlerz	Arsen kies	Bournonit	Boulangerit
E 1 ₁	50	10		40			+						+				
E 2 ₂	50	30	15	+	+	+	+		+								
E 3 ₄	85	(1)	(5)	(3)	(2)	(4)								+			
E 3 ₆	60	25	15		+	+			+								
E 3 ₈	40	+	55	+		+	+		+								
E 5 ₂	>95		+				+	+		+		+					
E 7 ₁	40	25	25	+	+	+	+	+	+	+	5			+	+	+	
E 7 ₃	85	(1)	(2)	(3)	(5)	(4)			+	+	+					+	
E 8 ₂	>90	+	(1)	+		(2)	+	+		+	+			+			
E 9 ₁	40	20	30		5	+			+		+		+				
E 9 ₂	40	10	15		5	25	+		+		5					+	
E 9 ₃	75	10	10		+	+	+	+	+		+					+	+
E 10 ₁	85	+	+		+	+	+	+	+	+	+	+		+	+	+	+
E 11 ₁	35	60	+		+	+	+		+		+						
E 11 ₂	40	50	+		5	+			+		+						
E 11 ₄	75	+	+		+	10	+	+	10	+							
E 12 ₁	75	20	+		+	+	+				+			+			
E 12 ₃	80	5	5		5	5	+		+		+		+				+
E 14 ₁	50			50			+										
E 15	>90						+	+	+	+							
E 17 ₁	35	35	30			+	+	+	+							+	
E 17 ₄	30	50	20		+	+			+		+						
A 27 ₂	>50	+	20			+	+	+	25	+							
A 40	60			+			+	+	5			+	+				

Karte 1

ROSTAFJELLET

gezeichnet nach den Luftbildern 1320/A1-7, B1-3, C1-10, D5-11 (WIDERØE, Oslo)
 Maßstab ca. 1:20 000, nicht entzerrt



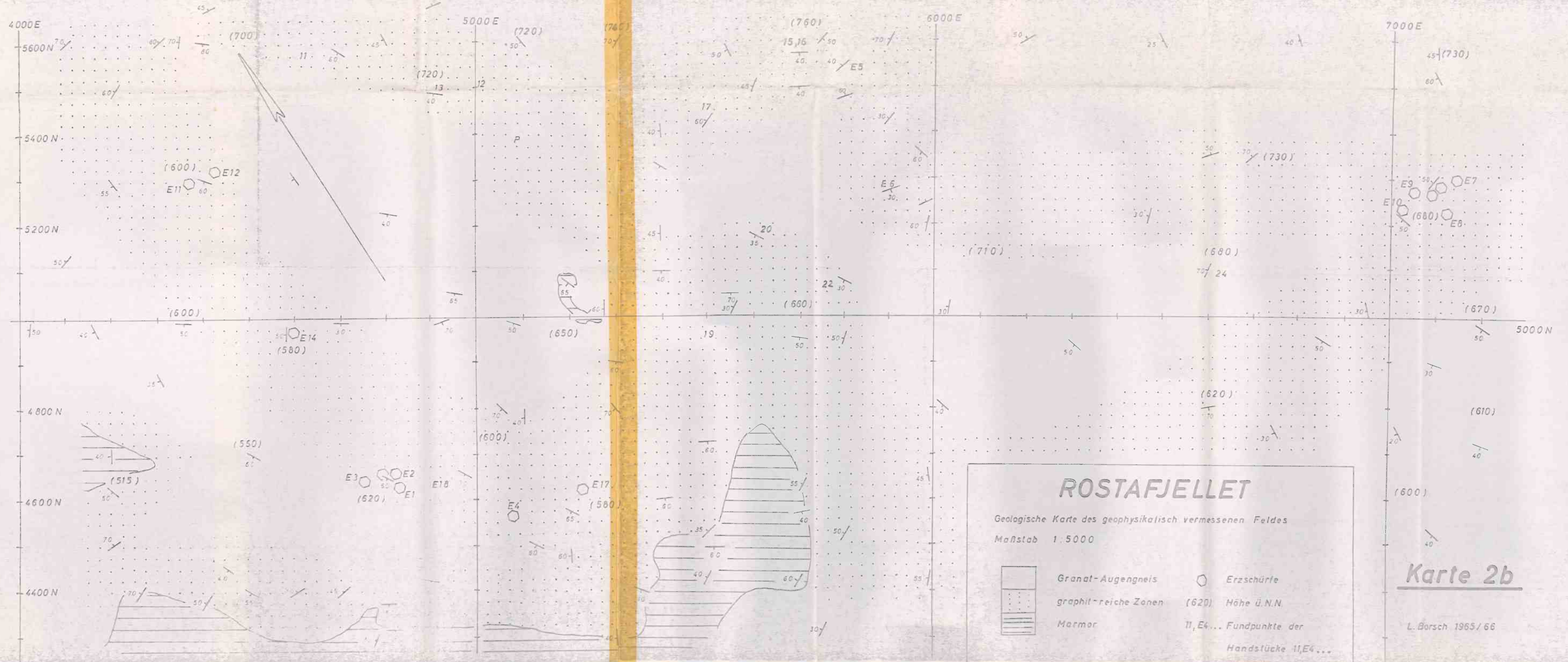
Rostafjell: nicht unterteilter Glimmerschiefer u. Augengneis, ± Amphibolit
 Umgebung: unbekannt
 graphit-reiche Zonen im Augengneis
 Marmor, ± Amphibolit
 Bändergneis ± Amphibolit
 Junge Ablagerungen

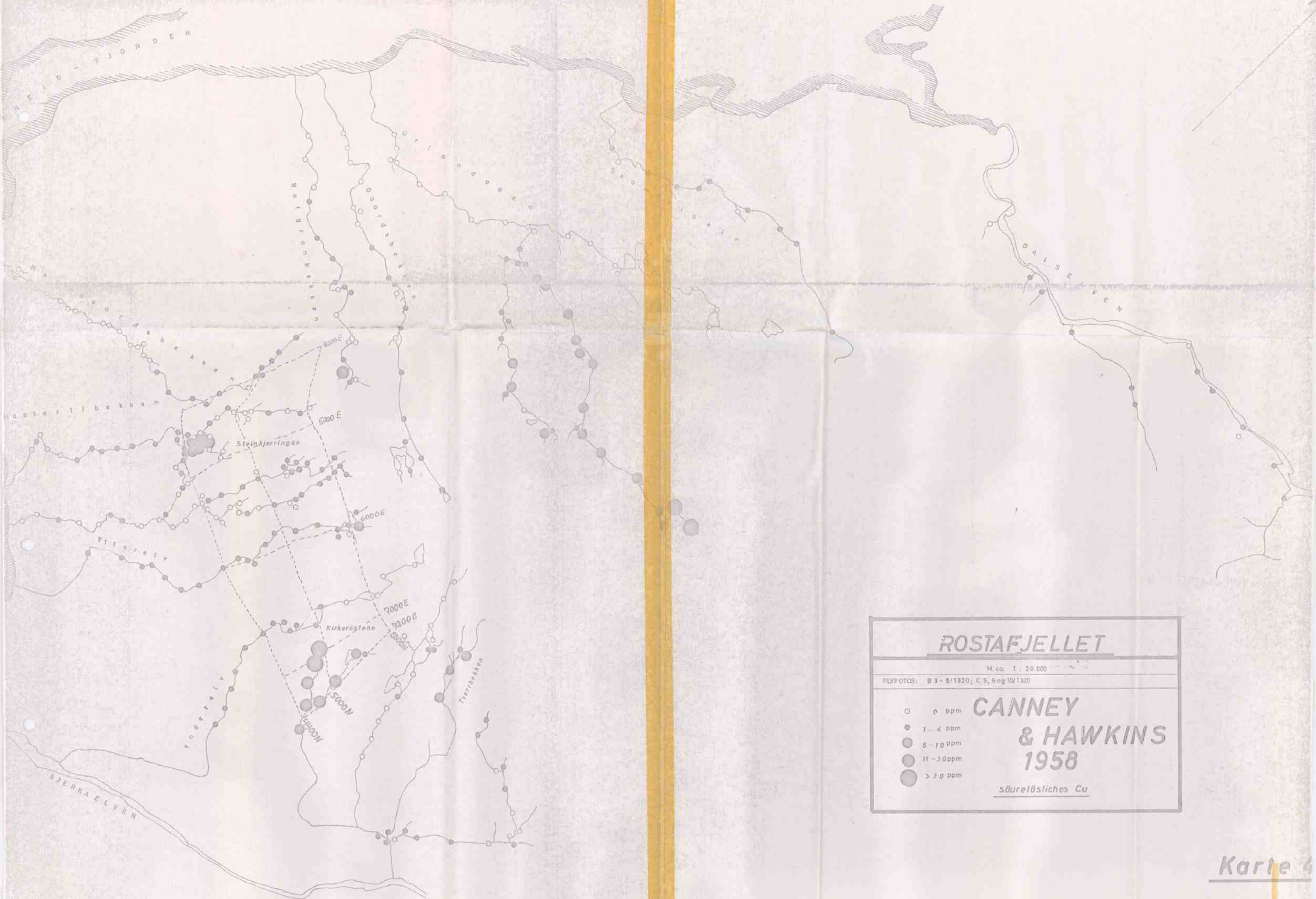
Lineationen, den Luftbildern entnommen

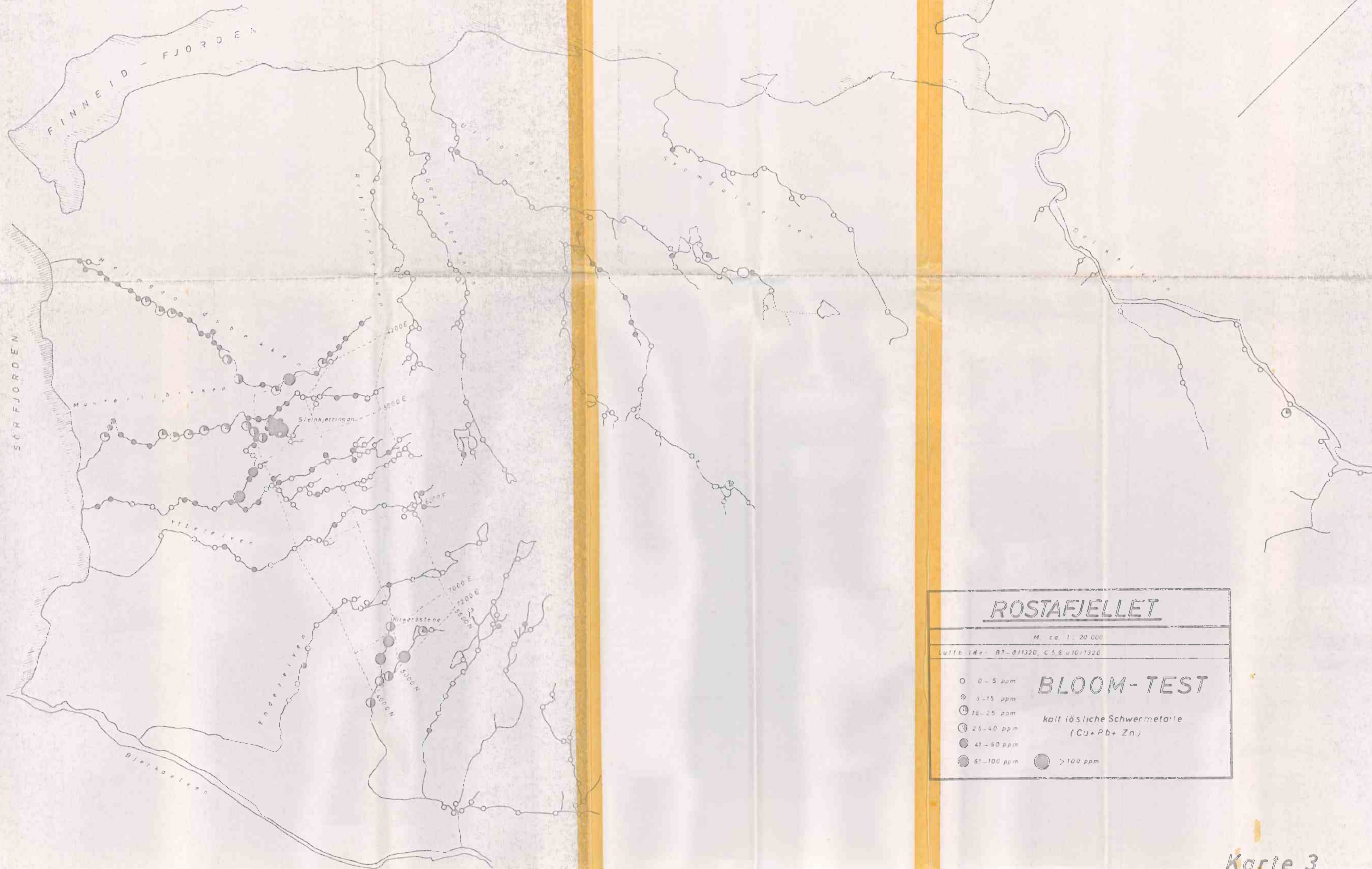
geophysikalisch vermessenes Feld
 vergl. Karte 2

Fundpunkte der Proben 42, XXI usw.









ROSTAFJELLET

M. ca. 1:20 000

Luftfoto: B7-8/1320, C 5, 6 u 10/1320

○ 0-5 ppm

○ 5-15 ppm

● 16-25 ppm

● 26-40 ppm

● 41-50 ppm

● 61-100 ppm

● >100 ppm

BLOOM-TEST

kalt lösliche Schwermetalle
(Cu+Pb+Zn)